

Földtani kutatás

1988. XXXI. évfolyam 3-4. szám

A szerkesztő bizottság elnöke:

DR. DANK VIKTOR

A szerkesztő bizottság tagjai:

DR. ALFÖLDI LÁSZLÓ
DR. HAMOR GÉZA
DR. KARÁCSONYI SÁNDOR
DR. KOKAI JÁNOS
DR. MÜLLER PÁL
SZÉLES LAJOS
DR. VÉGH SÁNDORNE
VIZY BÉLA
DR. ZELENKA TIBOR

Szerkesztő:

DR. HORN JÁNOS

*

Szerkesztőség:

1051 Budapest,
Arany János u. 25.
Telefon: 328-115

*

Felelős kiadó:

Központi Földtani Hivatal

*

A Földtani Kutatás megjelenik
évente négy alkalommal

Egy-egy lap ára 30,— Ft

Előfizetési és terjesztési ügyben
felvilágosítást

a Magyarhoni Földtani Társulat
(Bp. VI., Anker köz 1.) ad
Telefon: 229-870

HU ISSN 0133—2422

Felelős vezető:

Papp Károly igazgató

Vörösmarty Nyomda,
Dunaújváros 284416

TARTALOMJEGYZEK

Dr. Korpás László: Az oceáni trópusi szigetiek bauxitprognózisának földtani-módszertani alapjai Kuba példáján	1
Előszó	2
Bevezetés	6
Kutatástörténeti áttekintés	7
Módszertani alapok	11
Az alkalmazható bauxitföldtani modellek	13
Földtani felépítés, fejlődéstörténet és szerkezetalakulás	16
1. Rétegsor	16
2. Fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukció	27
Bauxitprognózis	33
1. Módszertani alapok	33
2. Potenciális bauxitszintek	34
Összefoglalás, eredmények	43
Javaslatok	41
Irodalomjegyzék	46
Kiáltások	73
A földtudomány új doktrínái	76

INDICE

Dr. L. Korpás: Los principios geológicos-metodológicos del pronóstico de bauxita, en las áreas del tipo arco insular oceánico tropical, en el ejemplo de Cuba	
Prologo	
Introducción	
Ensayo histórico	
El modelo de los arcos insulares para la formación y acumulación de bauxita	
Los modelos bauxitíferos aplicables a Cuba	
Composición geológica, desarrollo geológico y estructural	
1. Estratigrafía	
2. Desarrollo geológico-estructural	
Pronóstico de bauxita	
1. Principios metodológicos	
2. Horizontes bauxitíferos potenciales	
Resultados y conclusiones	
Recomendaciones	
Bibliografía	

CONTENTS

Dr. L. Korpás: Bauxite prediction in tropical oceanic island arcs: methodological fundamentals based on the example of Cuba	
Foreword	
Introduction	
Historical review	
Methodological fundamentals	
Applicable bauxite geological models	
Geology, geohistory and tectonics	
1. Stratigraphy	
2. Geohistorical and structural reconstruction	
Prediction of bauxite resources	
1. Methodological fundamentals	
2. Potential bauxite horizons	
Conclusion	
Recommendations	
Bibliography	

INHALT

Dr. L. Korpás: Geologisch-methodologische Grundlage für die Bauxitprognose von tropischen ozeanischen Inselbögen am Beispiel von Kuba	
Vorwort	
Einleitung	
Forschungsgeschichte	
Methodologische Grundlage	
Anwendbare bauxitgeologische Modelle	
Geologischer Bau, Entwicklungsgeschichte und Tektonik	
1. Schichtenfolge	
2. Geohistorische und strukturelle Rekonstruktion	
Bauxitprognose	
1. Methodologische Grundlage	
2. Potentielle Bauxithorizonte	
Zusammenfassung, Schlussfolgerungen	
Vorschläge	
Literaturverzeichnis	

СОДЕРЖАНИЕ

Др. Л. Корпас: Геолого-методические обоснование прогноза бокситов в пределах океанических островных дуг тропического пояса на примере Кубы

Предисловие	
Введение	
Исторический обзор	
Методическое обоснование	
Модели бокситообразования	
Геологическое строение, история геологического развития и тектоника	
1. Стратиграфия	
2. Историко-геологическая и структурная реконструкция	
Прогноз бокситоносности	
1. Методическое обоснование	
2. Потенциальные бокситоносные горизонты	
Обобщение, выводы	
Рекомендации	
Список литературы	

Az óceáni trópusi szigetívek bauxitprognózisának földtani-módszertani alapjai Kuba példáján

A szakcikk szerzője:

Dr. Korpás László okl. geológus,
a földtani tudományok kandidátusa, tudományos főmunkatárs
(Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest)

Az összefoglalásokat
Kecskés Béla (angol, német),
Balla Zoltán (orosz) és a szerző (spanyol) fordította.

A Kubai Köztársaság 1:1 000 000 méretarányú bauxitperspektivitási és prognózistérképe, valamint magyarázó szövege annak a Magyar Népköztársaság és Kuba között hosszú ideje fennálló tudományos együttműködésnek az eredménye, amely a szocialista tábor eme két — területét és lélekszámát tekintve egyaránt egymáshoz nagyon hasonló — országát összekötő testvéri szálakban gyökerezik. Ezeken a hasonlóságokon túlmenően vannak egyéb közös érdekek és lehetőségek, amelyek a tudományos-műszaki fejlődés napról napra történő elmélyítésében meghatározó szerepűek. Köztudott, hogy Magyarország elismert bauxitkutatási tapasztalatokkal rendelkezik, amelyekre ezen a téren az évek hosszú sora óta végzett tevékenység révén tett szert. Megemlíthjük, hogy a magyarországi bauxitkutatások csaknem hetven éve kezdődtek meg, miközben a termelés több mint hatvanéves múltra tekint vissza. Kezdetben a bauxitbányászat csupán külfejtésekben folyt, kihasználva a telepek kedvező települési helyzetét, s a későbbiekben, amikor a felszínközeli telepeket már leművelték, kellett áttérni a mélyműveléses bányászatra, amelynek jelentősége idővel olyan mértékben növekedett, hogy jelenleg a teljes termelés közel nyolcvan százalékát fedezi. A magyar bauxitok, mint közismert karsztbauxitok, s ezek főleg a felső triász dolomitok és mészkövek erősen karsztosodott térszínén képződtek, s itt halmozódtak fel azok a mállási kérgék, amelyek a felső kréta—paleocén—alsó eocén időszak uralkodóan trópusi klímájának köszönhetően a mai Magyarország területén általános elterjedésűek és amelyek elősegítették a bauxitosodás folyamatát. Másrészt Kubában hosszú földtörténeti időszakokon keresztül hasonló klimatikus, földtani-szerkezeti s geomorfológiai viszonyok uralkodtak és jelenleg is uralkodnak, amelyek éppen a hivatkozott magyarországi ipari bauxit-előfordulások képződését meghatározták és nagy valószínűséggel arra utalnak, hogy Kubában is találhatóak a magyarországi előfordulásokkal egyező, akár karsztos akár in situ mállási kérgekhez kapcsolódó laterites típusú ipari értékű bauxittelepek. Ez a két szempont, a magyar bauxitkutatási tapasztalatok és bauxit-előfordulások feltárásának lehetősége Kuba területén kiindulási alapként szolgálhatnak a Kuba és Magyarország közötti eddigi és jövőbeni gyümölcsöző együttműködésben az alumínium nyersanyaglelőhelyek vizsgálatának területén.

Kubában a bauxit kutatása a kubai forradalom győzelme előtt kezdődött meg. Különböző kutatásokat végeztek az amerikai geológusok, anélkül, hogy azok eredményeket hoztak volna (Bramlette, 1943, 1948). 1959 után kezdődött meg Kuba területének rendszeres földtani tanulmányozása, s ezen belül a figyelem előterébe került a kubai bauxitok lokalizálásának problémája. Az első vizsgálatokat csehszlovák, szovjet, magyar és kubai geológusok végezték, s már ama, néhány bauxitindikáció felfedezését

eredményező első munkáktól számítva jogosnak tűnt a kutatóknak azon álláspontja, hogy Kuba területén lehetséges ipari értékű bauxit-előfordulások megtalálása. Ezekben az erőfeszítésekben a magyar kutatók részvétele jelentős volt. Már 1972 és 1976 között, a kubai—magyar földtani térképező csoport, amely a korábbi Oriente tartomány (körülbelül 34 000 km²) földtani térképét készítette el, külön figyelmet fordított ezen a területen az új nyersanyag-előfordulások, különösen a bauxitok felkutatásának, sikereket érve el a Guantanamo környéki karsztbauxit-indikációk megtalálásával (Nagy E. et al. 1975, 1976, 1983, Formell F., Jakus P., Gyarmati P. 1977, 1983, Coutin D. P. et al. 1981).

Nagy jelentőségű az a Dudich E. által 1976-ban végzett munka, aki ellenőrizte valamennyi, addig az időpontig felfedezett kubai bauxit- és allit-indikációt és egyidejűleg hasznos javaslatokat tett az országban szelektív módszerekkel végzendő bauxitkutatásokra.

1977-ben Szabó E. az országban három, nyugati, központi és keleti területet választott ki, vizsgálva azok bauxitföldtani adottságait, s ezenkívül megkísérelte Kuba bauxitprognózisa alapjainak kidolgozását, figyelembe véve már a klasszikus genetikai típusok mellett az egy évvel korábban Teleguin B. és Perez R. geológusok által a Sierra Azul, Pan de Guajaibon hegységekben felfedezett litifikált, diaszporosböhmites összetételű bauxitokat is.

Az 1976—80 közötti ötéves tervben Vecsernyés Gy. és Ponce N. végezte a bauxitindikációk anyagi összetételének vizsgálatát.

1981-től kezdődtek meg azok a munkák, amelyek Kuba területének 1:1 000 000 méretarányú bauxitprognózis-térképének és hasonló méretarányú bauxitperspektivitási térképének összeállítását eredményezték. Ehhez szükséges volt a kubai bauxitokra vonatkozó nagy mennyiségű információ összegyűjtése, rendezése és rendszerezése, valamint generalizálása. Az ország területére bauxitperspektíváinak értékelése olyan vizsgálati módszeregyüttessel történt, amely magába foglalta a földtani-formációs, klimatikus, geomorfológiai és talajtani stb. elemzést is.

A munka során számbavették a területen ismert valamennyi bauxitindikációt, illetve bauxitásványosodási pontot. Kiemelt jelentősége volt Kuba földtani-szerkezeti fejlődése elemzésének, amely alapként szolgált a bauxitosodásra kedvező metallogéniai időszakok tér- és időbeni meghatározásában, pontosításában, ami végül is lehetővé tette a prognózis elkészítését az ismert előfordulású területekkel való analógia alapelvéből kiindulva, s alkalmazva azokat más hasonló adottságú területekre, összhangban az ásványosodást meghatározó, megállapított kritériumokkal. A javasolt prognosz-

tikus területeket perspektivitásuk sorrendjének megfelelően csoportosították.

Utalnunk kell arra, hogy az 1:1 000 000 méretarányú bauxitprognózis-térkép az első, specifikus nyersanyagtípusra összeállított térkép, s ebben rejlik történelmi jelentősége. Ezek a térképek kétségtelenül mérőkövet jelentenek a

kubai bauxitok problematikájának megismerésében és a Magyarország, illetve Kuba közötti tudományos együttműködésben a földtan területén nagy fontosságú lépést képviselnek. Reméljük, hogy ez az együttműködés folytatódik, s gyümölcsözően hat országaink és általában a tudomány fejlődésére.

Antonio de los Reyes,
az Alapanyagipari Minisztérium földtani
miniszterhelyettese

Dr. Dank Viktor,
a Központi Földtani Hivatal elnöke

Prologo

El mapa de perspectividad y el mapa pronóstico de bauxitas a escala 1:1 000 000 de la República de Cuba y su texto explicativo, son el fruto de la colaboración científica de muchos años entre la República Popular de Hungría y Cuba y que se ha desarrollado en primer lugar debido a los lazos de hermandad que existen entre nuestros dos países miembros del campo socialista y con características muy parecidas en cuanto a extensión territorial y población. Además de estas semejanzas, existen otras coincidencias de intereses y posibilidades que condicionan el desarrollo de una colaboración científico-técnica que se profundiza cada día más. Nos referimos por ejemplo a las bauxitas. Es conocido que Hungría posee una reconocida experiencia en la búsqueda y prospección de bauxitas adquirida durante muchos años de trabajo en esa actividad. Hay que señalar que la prospección de bauxitas en Hungría comenzó hace casi setenta años mientras que la extracción tiene ya más de 60 años de iniciada. Al principio la minería de bauxitas fue sólo a cielo abierto aprovechando las favorables condiciones de yacencia de los cuerpos minerales, posteriormente a medida que se agotaban las menas más superficiales hubo que desarrollar la minería subterránea, la importancia de la cual fue aumentando con el tiempo hasta ocupar actualmente cerca del 80% del volumen total de mineral que se extrae. Las bauxitas húngaras como se sabe son del tipo cársico formadas principalmente sobre dolomitas y calizas del Triásico Superior y que fueron intensamente carsificadas y sobre las que se depositaron materiales de cortezas de intemperismo que se desarrollan intensamente gracias al clima tropical que prevalecía en el Cretácico Superior-Paleoceno-Eoceno Inferior en el territorio de la actual Hungría y que facilitaron los procesos de bauxitización. Por otra parte, en Cuba prevalecen actualmente y prevalecieron durante un largo período geológico condiciones climáticas, geológico-estructurales y geomorfológicas semejantes a las que determinaron la formación en el territorio de Hungría de las acumulaciones industriales de bauxitas a que nos hemos referido y que indican la gran probabilidad de que puedan ser encontrados en el territorio de Cuba yacimientos de bauxitas de importancia industrial tanto del tipo cársico como del tipo laterítico en cortezas de intemperismo desarrolladas in situ al igual que ocurrió en Hungría. Estos dos aspectos, la experiencia húngara en la búsqueda y prospección de bauxitas y las posibilidades del territorio de Cuba para el hallazgo de bauxitas son premisas en que se ha apoyado y se apoya la fructífera colaboración de Cuba y Hungría en el campo de las investigaciones sobre los yacimientos de aluminio.

La búsqueda de bauxitas en Cuba comenzó antes del triunfo de la Revolución Cubana. Varios trabajos se efectuaron por geólogos

norteamericanos sin resultados positivos (Brammlette 1943, 1948). Después de 1959 se comenzó el estudio geológico sistemático del territorio de Cuba y dentro del mismo se le comenzó a prestar atención a la problemática de la localización de bauxitas en Cuba. Las primeras investigaciones fueron llevadas a cabo por geólogos checoslovacos, soviéticos, húngaros y cubanos y ya desde los primeros trabajos en que se revelaron algunas manifestaciones de bauxitas se vio la justeza de la posición de los científicos de considerar posible el hallazgo en el territorio de Cuba de acumulaciones industriales de bauxitas. En estos esfuerzos la participación de los investigadores húngaros ha sido notable. Ya entre 1972 y 1976 la brigada de levantamiento geológico cubano-húngara que realizó el mapa geológico del territorio de la antigua provincia de Oriente (alrededor de 34 000 km²) prestó atención a la localización en ese territorio de nuevas materias primas minerales y especialmente a las bauxitas logrando éxitos en estos empeños con la localización de manifestaciones de bauxitas cársicas en los alrededores de Guantánamo (Nagy E. et al. 1975, 1976, 1983, Formell F., Jakus P., Gyarmati P. 1977, 1983, Coutin D. P. et al. 1981).

Gran importancia revistió el trabajo realizado en 1976 por E. Dudich quien revisó concretamente todas las manifestaciones de bauxitas y alitas reveladas en Cuba hasta esa fecha ofreciendo útiles recomendaciones para la aplicación de un método selectivo en la prospección geológica de bauxitas en el país.

En 1977 E. Szabó seleccionó tres regiones en el occidente, centro y oriente del país buscando pruebas sobre las posibilidades de bauxitas, además hizo un intento de elaborar los principios del pronóstico de bauxitas en Cuba, tomando en consideración además de los tipos genéticos clásicos el nuevo tipo genético descubierto hacia un año por los geólogos Teleguin B. y Pérez R. en las montañas de Sierra Azul, Pan de Guajaibón de bauxitas litificadas de composición diasporo-boehmitica.

Durante el quinquenio 76—80 se llevaron a cabo investigaciones sobre composición sustancial de las manifestaciones de bauxitas por Vecsernyés Gy. y Ponce N.

A partir de 1981 se comenzaron los trabajos para la confección del mapa pronóstico para bauxitas del territorio de Cuba a escala 1:1 000 000 y del mapa de perspectividad a la propia escala. Para ello fue necesario acopiar, organizar, sistematizar y generalizar un gran volumen de información acumulado sobre las bauxitas de Cuba. La evaluación perspectiva de bauxita del territorio nacional se realizó mediante la aplicación de un complejo de métodos de análisis entre los que se incluyen el geólogo-formacional, climático, geomorfológico, suelos etc.

En el curso de los trabajos se inventariaron todas las manifestaciones y puntos de minerali-

zación bauxítica del territorio. Particular importancia tuvo el análisis sobre el desarrollo geológico-estructural de Cuba, el cual sirvió de base para la definición y precisión espacio temporal de las épocas metalogénicas para la bauxitización, lo cual a su vez permitió realizar el pronóstico sobre la base del principio de extrapolación de las regiones con mineralización conocida a otras regiones con semejantes condiciones de acuerdo con los distintos criterios establecidos sobre el control de la mineralización. Las regiones perspectivas

propuestas se agruparon según el orden de perspectiva de las mismas.

Se debe señalar que el mapa de pronóstico de bauxitas a escala 1:1 000 000 es el primer mapa confeccionado especialmente para un tipo específico de mena y de ahí su importancia histórica. Estos mapas marcan sin dudas un hito en el conocimiento de la problemática de las bauxitas en Cuba y representan un logro importante de la colaboración científica entre Hungría y Cuba en la esfera de la geología. Esperamos que esta colaboración continúe brindando frutos en interés del desarrollo de nuestros países y de la ciencia en general.

Antonio de los Reyes
viceministro
del Ministerio de la Industria Básica

Dr. Dank Viktor
presidente
de la Oficina Central de Geología

Bevezetés

Az óceáni szigetívek bauxitprognózisának földtani-módszertani alapjai Kuba példáján c. munka témájának kidolgozását 1983-ban kezdtem meg. 1983. július 17.—1987. július 20. között a Magyar Népköztársaság bauxitföldtani geológusszakértőjeként a kubai Alapanyagipari Minisztérium Földtani Alminisztériuma havannai Földtani Kutatási Központjában dolgoztam. Feladatom — a Kubai Köztársaság és a Magyar Népköztársaság kormánya által 1982. február 19-én aláírt egyezmény alapján — Kuba bauxitprognózisának kidolgozásában való részvétel volt.

Ezen első országos bauxitprognózis a havannai Földtani Kutatási Központ Mállási Kérgek csoportja kubai, szovjet és magyar szakembereinek kollektív munkájának eredményeként 1985-ben, kéziratos formában elkészült. Ez a munka adta meg számomra a lehetőséget, hogy a feladatmegosztás keretén belül elsősorban a bauxitprognózis földtani-módszertani alapjait foglalkozzam.

A dolgozat első, *Kutatástörténeti áttekintés* c. fejezetében a Kubára vonatkozó bauxitföldtani ismeretek összefoglaló értékelésére kerül sor. Ez az értékelés az 1940-es évektől a napjainkig terjedő időszakot öleli fel, nagyobb történelmi szakaszonként elemezve és részletezve a bauxitföldtani ismeretek fejlődésének főbb állomásait.

Ezt a *Módszertani alapok* c. fejezet követi, amelyben — elsősorban az irodalmi adatok alapján — vizsgálatunk tárgya az, hogy az óceáni szigetívek fejlődésében melyek azok a szakaszok és szerkezeti egységek, amelyek bauxitképződésre és -felhalmozódásra kedvezőeknek tekinthetők. Természetesen ez azt jelenti, hogy — a klimatikus feltételeket eleve kedvezőnek feltételezve — a szigetív fejlődésében a bauxitföldtani szempontból „platform-kváziplatform” viselkedésű szakaszok kijelölése és szerkezeti egységek lehatárolása volt a feladat.

Az *Alkalmazható bauxitföldtani modellek* c. harmadik fejezetben — részben irodalmi adatok, részben saját megfigyeléseim alapján — a szigettengeri környezetben végbemenő bauxitképződés és -felhalmozódás két legvalószínűbb, az úgynevezett szingenetikus (intrafor-

macionális) és a posztgenetikus (posztformacionális) modelljének földtani alapjait vázoltuk.

Ezt a fejezetet Kuba *Földtani felépítésének, fejlődéstörténetének és szerkezetalakulásának* konkrét rekonstrukciója követi. Ebben a — nagyobb részt irodalmi adatok, kisebb részt saját korábbi térképezési tapasztalataim alapján összeállított — fejezetben az Antillák szigetívének, ezen belül Kubának a fejlődéstörténetét elemezve került sor a bauxitképződésre és -felhalmozódásra kedvező konkrét időszakok kijelölésére, illetve szerkezeti egységek lehatárolására.

A *Bauxitprognózis* c. fejezetben most már ezeknek a fejlődési szakaszoknak és szerkezeti egységeknek bauxitprognosztikai értékelését végeztük el. Az értékelés során kijelöltük a legfontosabb tényleges és potenciális bauxitszinteket. Meghatároztuk az egyes bauxitszintekhez tartozó kedvező szerkezeti egységeket, az ezeken belül várható bauxitelőfordulások területi elterjedését, genetikai típusát és valószínű anyakőzeteit. A rendelkezésre álló irodalmi adatok alapján összeállítottuk a Karib-régió bauxitszintjeinek összehasonlító rétegtani táblázatát.

A publikáció *Összefoglalás, eredmények* c. fejezetében végzett munkánk legfontosabb eredményeit és tapasztalatait összegeztük.

Az ezt követő *Javaslatok* c. zárófejezetben pedig a további kutatások irányaira vonatkozó konkrét ajánlásainkat dolgoztuk ki. Ezek az ajánlások egyrészt módszertani jellegűek, másrészt a kubai bauxitprognosztikai munkák és kutatások továbbfejlesztésére vonatkoznak.

Az értekezés *Irodalomjegyzékében* foglaltuk össze azokat a legfontosabb kéziratos kutatási jelentéseket, illetve publikációkat, amelyekre munkánk során támaszkodtunk.

Befejezésül köszönetem fejezem ki azoknak a kubai, magyar és szovjet szakembereknek, specialistáknak, akik munkámat segítő szándékú szakmai észrevételeikkel, kritikájukkal segítettek. Hasonló módon köszönettel tartozom azon kubai és magyar intézmények képviselőinek, akik a jelen dolgozat összeállításában közvetve vagy közvetlenül ösztönöztek és támogattak.

Kutatástörténeti áttekintés

Ebben a fejezetben foglaljuk össze a kubai bauxit-földtani kutatásokra vonatkozó adatok és ismeretek fejlődését. Az ismertetést időrendben adjuk, kifejezetten a bauxitföldtani adatokra koncentrálva. Ez azt jelenti, hogy nem foglalkozunk a század eleje óta ismert vas-nikkel lateritiek rendkívül gazdag kéziratos és publikált irodalmának értékelésével annak ellenére, hogy a jelenleg ismert bauxitindikációk egy részét az elmúlt másfél évtizedben éppen ezekből írták le.

Az országra vonatkozó bauxitföldtani adatok és ismeretek fejlődésében — némileg önkényes csoportosítással — az alábbi szakaszokat jelöltük ki:

- az 1940—1959 közötti időszak
- az 1960—1970 közötti időszak
- az 1971—1980 közötti időszak
- az 1981—1985 közötti időszak.

Ezek az időszakok részben tükrözik az ország társadalmi-gazdasági fejlődésében végbement hatalmas változást, részben kifejezik a bauxitföldtani adatok és ismeretek fokozatos bővülését, fejlődését is.

Az 1940—1959 közötti időszakban vetődött fel először annak lehetősége, hogy Kuba területén lehetséges és érdemes bauxitföldtani kutatásokat folytatni. Ebben a tudománytörténeti és gazdasági szempontból egyaránt fontos felismerésben jelentős szerepet játszott a jamaicai bauxitlelőhelyek 1942-ben történő felfedezése. Ennek természetes következményeként értelmezhető, hogy az Egyesült Államok Földtani Szolgálatára szinte rögtön ezután megkezdte a Jamaicához hasonló földrajzi fekvésű és földtani felépítésű ország bauxitkutatási és -feltárási lehetőségeinek ellenőrzését. H. N. Bramlette (1943, 1948) két, számunkra ismeretlen, illetve elérhetetlen jelentésében foglalkozott a kérdéssel. Kézenfekvő számunkra az indirekt következtetés: a jelentéseket nem követték újabb kutatások, tehát ezen első próbálkozások eredménytelenek voltak. A tárgyalt időszak egyéb szórványos részben karsztmorfológiai, részben geográfiai publikációiban (L. Marrero 1951, H. Lehmann 1954, H. Lehmann et al. 1956, A. N. Jimenez 1959) találhatók közvetett utalások a kubai kúp-karsztterületekhez kapcsolódó vörös agyagokra, illetve a tengerparti karsztsíkságokon található vörös agyagos talajokra.

A forradalom győzelmét követő 1960—1970 közötti időszakban kezdődött meg az ország egészének, valamint nyersanyagok szempontjából perspektivikus területeinek rendszeres földtani kutatása. A kutatások ugyan felölelték a — jelenlegi ismereteink szerinti — bauxitperspektivikus területet jelentős részét, ennek ellenére csak elvétve találhatók bauxitindikációkra vonatkozó konkrét utalások a kutatási jelentésekben. Ezek sorából elsősorban W. Mat'l (1965, 1967), V. Svoboda (1966) és V. Kudrjavtsev—V. Messina (1969) munkáit emeljük ki, akik Közép-Kuba (Las Villas és Camagüey tartomány) Kelet-Kuba (Oriente tartomány), illetve Nyugat-Kuba (Pinar del Rio tartomány)

területéről írták le az első, közvetlen felszíni bauxit-indikációkat.*

Ebben az időszakban már több azon kézíratos munkák és publikációk száma, amelyek — közvetett módon — tartalmaznak a kubai bauxitokra is vonatkoztatható megállapításokat, információkat. A. F. Adamovics—V. D. Csehovics (1964), A. F. Adamovich—V. D. Chejovich (1964, 1965), V. I. Finko—I. Z. Korin—F. Formell Cortina (1967a, b) a kelet-kubai laterites mállási kérgeket tárgyaló munkáikban szintén megerősítik azoknak különböző térszíni helyzettel és geomorfológiai szintekkel való kapcsolatát, illetve neogén-quarter korát. Új megállapításként rögzítik a felső kréta premaast-richti korú mállási kérgek képződésének tényét. Y. Y. Buguelskiy—F. Formell Cortina (1967) határozta meg először a kelet-kubai laterites mállási kérgek képződéséhez szükséges kedvező geokémiai paramétereket, amelyek lényegében a világ számos lateritbauxit-előfordulásán megállapítottakhoz hasonlóaknak bizonyultak.

1967-ben jelent meg V. I. Pokrshkin össze-sítő munkája, amelyben a kubai foszforit-előfordulások és indikációk időbeli, térbeli eloszlását, valamint genetikáját elemezve jelentős részben a jelenleg általunk is bauxit-perspektivikusnak jelzett rétegtani szinteket, összeleteket, illetve területeket jelölte ki a további foszforitkutatások számára.

A talajtani munkák közül 1961-ben látott napvilágot H. H. Bennett—R. V. Allison (1928) alapművének második, spanyol nyelvű kiadása, amely területi csoportosításban, kémiai elemzésekkel is kiegészítve közli a viszonylag magas Al-tartalmú talajok (többek között Matanzas, Nipe, Truffin) szelvényeinek jellemzését. Ezt 1962-ben követte H. H. Bennett (1932) kiegészítő munkájának szintén újabb, spanyol nyelvű kiadása. Az évtized második felében kezdte meg és fejezte be a Kubai Tudományos Akadémia Talajtani Intézete az ország egészének rendszeres, genetikai szemléletű talajtani térképezését. A térképezés eredményeit összefoglaló munkát az 1971—1980 közötti időszak ismertetése során tárgyaljuk.

A karsztmorfológiai és genetikai munkák közül elsősorban A. N. Jimenez—V. Panos—O. Stelcl (1968), V. Panos—O. Stelcl (1968) és M. Acevedo Gonzalez (1970) publikációit tartjuk bauxitföldtani szempontból említésre méltónak. Valamennyi szerző hangsúlyozza a karsztosodás és az azt kísérő vörös agyagok (mállási kérgek) közötti szoros kapcsolatot.

Az 1971—1980 közötti időszakban a korábbiakhoz képest ugrásszerűen megnőtt az ország egy részének vagy egészének bauxitkutatási lehetőségeit értékelő kéziratos munkák és publikációk száma. Az irodalmi adatok alapján egyértelmű, hogy ekkor vált ismét tudatossá az a felismerés, miszerint Kuba potenciális bauxit-földtani adottságai jók, azonban ezek csupán rendszeres földtani kutatások révén tisztázha-

* A bauxitindikáció kifejezést a továbbiakban genetikai értelemben használjuk, beleértve a szialitokat, allitokat és bauxitokat egyaránt.

tók. Már előljáróban — az egyes munkák tárgyalása előtt — hangsúlyozni kívánjuk, hogy egye felismerésben jelentős szerepe volt az ebben az időszakban rövidebb vagy huzamosabb ideig Kubában dolgozó magyar geológusoknak (Nagy E. et al. 1975, Nagy E. et al. 1976, Dudich E. 1976, 1978, Szabó E. 1977a, b, F. Formell et al. 1977) is.

Az időszak bauxitföldtani kutató munkálatait lényegében két centrumban végezték. Az egyik központ a Kubai Tudományos Akadémia és annak Földtani Őslénytani Intézete volt, míg a másik a Földtani és Bányászati Minisztérium (jelenleg az Alapanyagipari Minisztérium Földtani Alminisztériuma) havannai kutatási központjai, illetve területi-megyei vállalatai volt.

A Földtani Őslénytani Intézet egyes szocialista országok (Bulgária, Lengyelország, Magyarország) tudományos akadémiai geológusainak részvételével ebben az évtizedben kezdte meg s gyakorlatilag csaknem teljes egészében befejezte az ország 1:250 000 méretarányú — elsősorban felszíni bejárásos alapozott — rendszeres földtani térképezését. Emellett az intézet — elsősorban szovjet szakértők részvételével — rendszeresen végzett a nikkellateritekre, illetve bauxitokra vonatkozó tematikus kutatásokat. A földtani térképező munka eredményeként váltak ismeretessé a kelet-kubai, Guantánamo környéki bauxitindikációk (Nagy E. et al. 1975, Nagy E. et al. 1976, F. Formell et al. 1977), a közép-kubai, Havanna környéki allit-előfordulások (J. F. Albear et al. 1977), illetve a nyugat-kubai, Sierra Azul-Pan de Guajaibon körzetéből származó bauxitindikációk (A. Pszczolkowski et al. 1975). A tematikus munkák eredményezték a kelet-kubai, Moa környéki lateritbauxit indikációk és a közép-kubai (Sierra de Cubitas, San Antonio de los Baños) újabb karsztbauxit-indikációk, F. Formell 1972, Y. Y. Bugelskij 1973, Y. Y. Bugelskij—F. Formell Cortina 1973b, 1974, J. J. Bugelskij—F. Formell Cortina 1974, F. Formell—Y. Y. Bugelskij 1974, V. I. Finko et al. 1973, V. I. Finko et al. 1974, J. J. Bugelskij 1979, M. A. Iturralde Vinent 1979) megismerését.

A Földtani és Bányászati Minisztérium havannai kutatási központja, illetve területi-megyei vállalatai által végzett kutatások bővítették a kelet-kubai lateritbauxit-indikációk számát (E. Guerasimov et al. 1974, E. Guerasimov et al. 1976, Dudich E. 1976, Szabó E. 1977a, b, R. Ochoa et al. 1980), elősegítették újabb közép-kubai karsztbauxit-indikációk (Sierra de Jatibonico, Remedios, Rodas) megismerését (Dudich E. 1976), valamint többek között a nyugat-kubai Sierra Azul-Pan de Guajaibon nevű bauxitlelőhely felfedezéséhez vezettek (V. P. Teleguin 1976, Dudich E. 1976, 1978, Szabó E. 1977a, b, V. Driga et al. 1978, V. P. Teleguin et al. 1978).

A tárgyalt időszakban szintén jelentős azoknak a kéziratnak és publikált munkáknak a száma, amelyek — közvetett módon ugyan — fontos bauxitföldtani információkat hordoznak. A kelet-kubai, majd ezt követően a kubai laterites mállási kérgék geokémiai, geomorfológiai

genetikai és rétegtani értékelésére vonatkozó adatok elsősorban Y. Y. Bugelskij—F. Formell (1972a, b, 1973a), F. Formell (1976, 1979), A. G. Csernyahovszkij—L. Peñalver (1974), J. J. Bugelskij (1979), F. Formell Cortina—J. R. Oro Alonso (1980) munkáiban találhatók.

A parti síkságok és teraszok paleotalajainak, illetve vörös agyagjainak genetikáját tárgyalják többek között G. L. Franco (1975), E. Shanzer et al. (1975), M. A. Iturralde Vinent (1979) munkái, míg a nyugat-kubai karsztok morfológiájával és genetikájával M. Acevedo Gonzales (1971, 1977), valamint Dudich E. (1974) foglalkozik.

A Kubai Tudományos Akadémia Talajtani Intézete 1973-ban adta ki az ország első rendszeres szelvényeszerű talajtani térképsorozatát (M = 1:250 000) és az ahhoz tartozó magyarázót (A. Hernandez et al. 1973). A térképeken feltüntetik a viszonylag magas Al-tartalmú talajok (latoszolok és latoszolikumok, sárga trópusi talajok, vörös mészkőtalajok, trópusi gleyszek és hegyi talajok) elterjedését, míg a magyarázóban megadják ezek részletes leírását és többek között kémiai, illetve esetenként ásványos összetételüket is.

A bauxitföldtani ismeretek fejlődése szempontjából ezt az időszakot úgy értékeljük, hogy az ország kedvező bauxitföldtani adottságainak felismerése mellett az indikációk és adatok gyarapodásával párhuzamosan felmerült az igény Kuba bauxitprognózisának elkészítésére. Ennek megnyilvánulásait fejezik ki Y. Y. Bugelskij—F. Formell Cortina (1973b, 1974), J. J. Bugelskij—F. Formell Cortina (1974), F. Formell—Y. Y. Bugelskij (1974), E. Guerasimov et al. (1974), Dudich E. (1976, 1978), Szabó E. (1977a, b), Ilkeyné Perlaki E. (1978), J. J. Bugelskij (1979) munkái.

Az idézett szerzők munkái alapján Kuba bauxitperspektíváira vonatkozó általános konklúziók a hetvenes évek végén a következők voltak:

- az ismert nyugat-kubai (Sierra Azul-Pan de Guajaibon) bauxitlelőhelyen kívül reális az esély újabb kis-közepes méretű bauxitlelőhely(ek) felfedezésére az országban
- a potenciális bauxitlelőhelyek szempontjából legjobb adottságú területek és területrészek az alábbiak:
 - Kelet-Kuba
 - Moa-Baracoa körzete — lateritbauxitok
 - Guantánamo körzete — karsztbauxitok
 - Maisi körzete — karsztbauxitok
 - Közép-Kuba
 - Sierra de Cubitas körzete — karsztbauxitok
 - Sierra de Escambray — lateritbauxitok
 - Sierra de Jatibonico, Remedios — karsztbauxitok
 - San Antonio de los Baños — karsztbauxitok
 - Nyugat-Kuba
 - Sierra Azul-Pan de Guajaibon — karsztbauxitok
 - San Francisco — karsztbauxitok
- a bauxitképződésre és -felhalmozódásra legkedvezőbb rétegtani szintek a krétaidőszakon belül, továbbá a felsőoligocén-miocén, illetve pliocén-quarter korokban várhatók. Közülük nagyobb jelentőségűek a felsőoligocén-quarter potenciális bauxitszintek
- végül elsősorban Dudich E. (1976, 1978), Szabó E. (1977 a, b) és Havasné Szilágyi E. et al. (1980) munkái alapján körvonalazódtak azok a feladatok

és konkrét módszertani ajánlások, amelyeket az országos bauxitprognózis kidolgozása során célszerű elvégezni, illetve alkalmazni.

Az ország bauxitföldtani kutatásainak történetében döntő jelentőségűnek tekintjük a KGST Végrehajtó Bizottságának 1979. évi moszkvai döntését, amelyben a tagországok az 1980—1990 közötti időszakra programot dolgoztak ki és fogadtak el Kuba hasznosítható ásványi nyersanyagainak gyorsított ütemű kutatására, illetve feltárására. Eme program tematikus munkáinak 3. számú témája a Kuba területén található mállási kérgek és azok átalmozódási termékei földtani körülményeinek, eloszlási törvényszerűségeinek, valamint ércperspektíváinak tanulmányozása, amely többek között magában foglalja az országos áttekintő bauxitprognosztikus és a regionális vagy lokális részletes bauxitföldtani kutató munkákat is.

Az 1981—1985 közötti időszak bauxitföldtani kutatómunkáinak irányait és volumenét döntően az a tény határozta meg, hogy az ötéves tervidőszak bauxitkutatási feladatait országos kiemelt kutatási témaként kezelték (Problema Principal Estatal No. 028—001. számú Állami Fő Kutatási Probléma). Végrehajtásával és koordinálásával az Alapanyagipari Minisztériumot (annak Földtani Kutatási Központját), ellenőrzésével pedig a Kubai Tudományos Akadémiát bízták meg.

A bauxitföldtani kutatások két fő központja továbbra is az Alapanyagipari Minisztérium Földtani Kutatási Központja, valamint területi-megyei vállalatai, illetve a Kubai Tudományos Akadémia Földtani Öslénytani Intézete. Mellettük újabb centrumként megjelenik a Felsőoktatási Minisztérium Felsőfokú Bányászati-Metallurgiai Intézete (Moa) is, amely elsősorban a kelet-kubai bauxitperspektívák értékelésével foglalkozott.

Az Alapanyagipari Minisztérium területi-megyei vállalatai által végzett (részben) bauxitföldtani kutatások egyrészt a nyugat-kubai Sierra Azul-Pan de Guajaiboni bauxitlőhely teljes megkutatását (N. Ponce et al. 1984, 1985) eredményezték, míg másrészt az ország több területén újabb bauxitindikációk megismeréséhez vezettek (Nyugat-Kuba: J. Astajov et al. 1982, Kelet-Kuba: Sierra del Purial A. Nicolaev et al. 1981, A. Nyikolajev et al. 1981 Holguin-Victoria da les Tunas A. F. Csepik et al. 1982, Közép-Kuba: Manga Larga E. Escobar—V. Virulin 1982, Güines B. M. Kovaliov et al. 1982). A havannai Földtani Kutatási Központ munkatársai által Nyugat-, Közép- és Kelet-Kubában végzett felszíni mintavételek^{*} részben megerősítették a korábban ismert bauxitindikációkat, részben gyarapították azok számát (Vecsernyés Gy. 1980, 1981, Vecsernyés Gy.—N. Ponce Seoane 1981).

Az Akadémia Földtani Öslénytani Intézete gyakorlatilag 1981-ben fejezte be az ország 1:250 000 méretarányú szelvénytérkép készítését. A térképezés bauxitföldtani ered-

ményének tekintjük az E. Belmustakov et al. (1931) és R. Cabrera (1981) által Közép-Kubából (Sierra de Cubitas északi előtere) leírt újabb bauxitindikációkat. A korábbi években végzett térképezés révén megismert kelet-kubai, Guantanamo környéki bauxitindikációkat publikálta többek között D. P. Coutin et al. (1981a, b), F. Formell et al. (1983).

A fent vázlatosan ismertetett bauxitindikációk számát növelték a moai Felsőfokú Bányászati-Metallurgiai Intézet munkatársai (Kelet-Kuba: Guantanamo — E. Morente Garcia—N. Dieguez Bazaya 1982), valamint a havannai Talajtani Intézet kutatói (Közép-Kuba: Havana-Ceiba del Agua E. Camacho—J. R. Paulin 1983).

Összegezve tehát a tárgyalt és az azt megelőző időszakokban leírt bauxitindikációkat megállapíthatjuk, hogy az 1985 végéig megismert közvetlen egyedi indikációk vagy indikációcsoportok száma megközelíti a százat.

Ebben az időszakban kezdődött meg az ország rendszeres 1:50 000 méretarányú légi geofizikai felvétele, amelynek eredményeként 1985 végéig a sziget területének mintegy 40%-át kutatták meg, kijelölve a bauxitföldtani szempontból is perspektivikus területeket.

Az Alapanyagipari Minisztérium Nemzeti Geofizikai Vállalatának GEOMAR nevű brigádja a tervidőszakban kezdte meg a kubai self fúrásos kutatását. Ez a munka számos bauxitföldtani szempontból nem minősített „vörös agyag indikáció” feltárásához vezetett Nyugat-Kubában a batabanoi öbölben, az Ifjúság szigeten és környékén, továbbá a közép-kubai (Nuevitas körzete) és a kelet-kubai (Baracoa körzete) sekélytengeri selfen. Ezen közvetett indikációk egy részét tárgyalják L. L. Peñalver Hernandez (1982) és R. Guerra et al. (1984a, b) munkái.

A talajtani munkák sorából a Mezőgazdasági Minisztérium Talajtani és Talajjavító Nemzeti Igazgatósága kutatói által összeállított és 1980-ban kiadott összesítő munkát (Kuba talajai) emeljük ki, amely többek között a Nipe és Matanzas típusú, viszonylag magas Al-tartalmú talajok szelvényeit és kémiai összetételét közli Nyugat-Kubából (Pan de Guajaibon, Havanna-Bejucal). Bauxitgenetikai szempontból tartjuk jelentősnek az Akadémia Talajtani Intézete munkatársainak (D. Bosch et al. 1984) publikációját, akik szintén igazolják a genetikai kapcsolatot a kubai vörös ferrallitos talajok, illetve a tengerparti karsztsíkság fiatal mészkövei között.

N. Ponce Seoane et al. (1983) és E. Saunders Perez—N. Ponce Seoane (1984) elsőként mutatták ki miocén-quarter korú bentosz ősmaradványok jelenlétét a kelet-kubai laterites mállási kérgekben. Ezek az adatok egyrészt közvetlenül is megerősítették a kelet-kubai laterites mállási kérgek nagy részének általánosan elfogadott korbesorolását, másrészt megengedik azt a fontos genetikai következtetést, hogy ezek a mállási kérgek részben az egykori tengerszinttel azonos térszíni helyzetben is képződhettek.

* A felszíni mintavételekből megismert bauxitindikációkat az 1. sz. összefoglaló táblázat tünteti fel.

A kubai in situ és áthalmazott mállási kérges genetikáját általánosabb értelmezésben tárgyalják G. L. Franco (1981), I. P. Kartasov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981), L. L. Peñalver (1984a, b), L. L. Peñalver et al. (1982a, b), S. Dzulynski et al. (1984), F. Formell et al. (1984) publikációi, míg a közép-kubai (San Felipe) in situ lateritek litológiájával és geokémiájával foglalkozik A. Zimmermann (1984) munkája.

Végül a kubai bauxitföldtani kutatások történeti áttekintésének befejezésekor vázolni kívánjuk annak a bauxitprognózis-munkának főbb irányait és legfontosabb eredményeit, amelyet az Alapanyagipari Minisztérium havannai Földtani Kutatási Központjának mállási kergekkel foglalkozó munkacsoportja kubai és külföldi munkatársai végeztek, illetve végeznek. A munkacsoport feladata a 028. számú Állami Fő Kutatási Probléma keretében Kuba első bauxitprognózisának — ezen belül az ország 1:500 000 méretarányú bauxitprognózis térképének — összeállítása volt. A munkacsoport kubai vezetője Nyls Ponce geológus, kubai munkatársai pedig Dalia Carillo, Idenia Altarriba, Marlene Diaz geológus és Victoriano Bravet geológusteknikus voltak. Külföldi szakértőként vettek részt a csoport munkájában Vecsernyés György (1979—1981), magyar, Oleg Razumovszkij (1982—1986) szovjet és Korpás László (1983—1987) magyar geológusok.

A végzett munka fő célja Kuba bauxitképződésre és -felhalmozódásra legkedvezőbb rétegtani szintjeinek kijelölése, területeinek lehatárolása és rangsorolása volt. Ennek érdekében a csoport kutatói elvégezték a korábbi földtani kutatások bauxitföldtani adatainak és eredményeinek összegyűjtését, értékelését. Komplex módszerekkel (földtani-formációs elemzés, geomorfológiai elemzés, talajtani és klimatikus elemzés, a közvetlen és közvetett bauxitindiká-

ciók, illetve a légi geofizikai anomáliák értelmezése) értékelték az ország egész területét. Az eredményeket 1:250 000, illetve 1:500 000 méretarányú — a fenti módszereknek megfelelő — önálló térképek sorozatán foglalták össze, majd ezek alapján megszerkeztették Kuba első, 1:500 000 méretarányú bauxitprognózis-térképét. A prognózistérképen kijelölték a bauxitképződésre és -felhalmozódásra kedvező nagyobb rétegtani intervallumokat és formációcsoportokat. Karszt- és lateritbauxitok szerinti genetikai csoportosításban lehatárolták és rangsorolták a további kutatásra számbaveendő területeket. A térképekhez tartozó szöveges jelentésben külön-külön tárgyalták az alkalmazott módszerek eredményeit, illetve összefoglaló módon és a kidolgozott területi rangsornak megfelelően értékelték Kuba bauxitperspektíváit. Konkrét javaslatokban és programokban határozták meg a következő öt éves tervidőszak bauxitföldtani kutatómunkáinak alábbi fő irányait:

- részletes (1:25 000—1:50 000) méretarányú bauxitföldtani kutatómunkák végzése az ország területén lehatárolt 20 db 20—1800 km² között változó alapterületű szektorokban,
- közepes (1:100 000—1:250 000) méretarányú regionális bauxitprognózis(ok) kidolgozása az ország nagyobb, néhány ezer km² területű tájegységeire,
- áttekintő (1:500 000) méretarányú országos bauxitprognózis kidolgozása a bauxitképződésre és -felhalmozódásra legkedvezőbbnek tekintett rétegtani szintekre.

Meggyőződésünk, hogy a kidolgozott javaslatok és programok alapján a következő tervidőszakban végzendő bauxitföldtani kutatások ipari értékű bauxitlelőhely(ek) feltárását eredményezhetik Kubában.

Módszertani alapok

Ezen fejezetben az óceáni trópusi szigetívek bauxit-prognózisának földtani alapjait tárgyaljuk. Az első-sorban irodalmi adatok alapján végzett értékelés célja az, hogy az óceáni szigetívek kialakulásában és fejlődésében kijelöljük a bauxitképződésre és -felhalmozódásra alkalmas szakaszokat, s ezeken belül lehatároljuk a kedvezőnek tekinthető szerkezeti-morfológiai egységeket. Figyelembe véve a bauxitképződés és -felhalmozódás általános törvényszerűségeit, a feladat tehát a platform-kvázi-platform viselkedésű fejlődési szakaszok és szerkezeti-morfológiai egységek meghatározása.

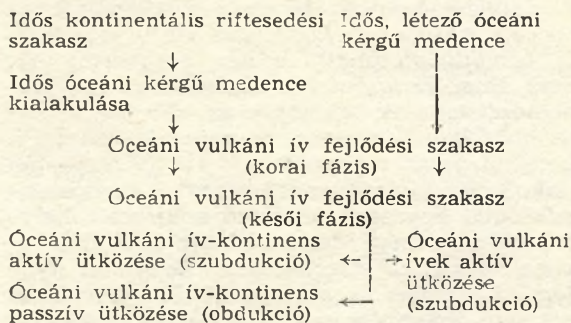
A feladat megoldására — a gazdag módszertani irodalom egy része adatainak alkalmazásával — az óceáni trópusi szigetívek kialakulásának és fejlődésének olyan modelljét (1. számú ábra) dolgoztuk ki, amely lehetővé teszi azok bauxitperspektíváinak értékelését. A modell kidolgozásában elsősorban W. J. Ludwig et al. (1966), D. E. Karig (1970, 1972, 1974), A. H. Mitchell—H. G. Reading (1971), W. R. Dickinson (1973, 1974, 1976), M. S. Marlow et al. (1973), R. G. Coleman—W. P. Irwin (1974), W. C. Ernst (1974), K. J. HSU (1974), A. E. Ringwood (1974), D. R. Seely et al. (1974), D. E. Karig—G. F. Sharman III (1975), G. F. Moore—D. E. Karig (1976), D. R. Seely (1977, 1979), W. Spence (1977), S. Uyeda (1977), W. R. Dickinson—D. R. Seely (1979), J. S. Watkins—C. L. Drake (1983) munkáira támaszkodtunk. Mellettük figyelembe vettünk több, óceáni medencékkel, illetve kontinentális peremekkel foglalkozó tanulmánygyűjteményt (C. A. Burke—C. L. Drake 1974, R. H. Dott jr.—R. H. Shaver 1974, A. E. M. Nairn—F. G. Stehli 1974, 1975, M. Talwani—W. C. Pitman 1977, *National Academy of Sciences, Washington* 1979, J. S. Watkins et al. 1979, J. S. Watkins—C. L. Drake 1983) és publikációt (W. Hamilton 1977, D. J. Hall et al. 1983, B. Bijou Duval et al. 1983, R. S. Lu et al. 1983) is.

Már az idézett munkák révén is megállapítható, hogy a szigetívek nagyszerkezeti helyzete, kinematikája-geodinamikája, dimenzió-méretei, belső szerkezeti-morfológiai felépítése és petrogenetikája — a recens, illetve idős példák alapján — fő vonásaiban tisztázott. Ennek ellenére a felsorolt témakörök számos részletének értelmezése jelenleg is vitatott. Mivel ezeknek a kérdéseknek — véleményünk szerint — bauxitföldtani jelentősége nincs vagy csekély, ezért részletezésükkel nem foglalkozunk.

Az általunk alkalmazott szigetív fejlődési modellel (1. számú ábra) kapcsolatban az alábbi megjegyzéseket kívánjuk tenni:

- a modell kidolgozásakor a legegyszerűbb megoldásokra törekedtünk és nem ábrázoltuk a számos egyéb kombinációt. Így nem foglalkoztunk az óceáni kéreg riftesedésének a fejlődés során mindenkor fennálló lehetőségével. Nem vizsgáltuk az óceáni lemezek szubdukciójának polaritásában bekövetkező változásokat és következményeit. Nem elemeztük az egymásra épülő szigetívek problémáját és ezeknek az aktív illetve passzív kontinentális peremmel való kölcsönhatásának lehetőségét
- a fejlődési szakaszok ismertetése során nem tárgyaljuk az azokkal kapcsolatos üledékképződés és -felhalmozódás jellegét, típusát és mechanizmusát
- a bauxitképződés és -felhalmozódás szempontjából a klimatikus feltételeket a szigetív valamennyi fejlődési szakaszában kedvezőeknek tekintjük.

A fentiek alapján a szigetív kialakulásában és fejlődésében az alábbi, általunk jellemzőnek tartott szakaszokat tárgyaljuk:



Az óceáni szigetív kialakulásához vezető egyik lehetséges folyamat első állomásaként az *idős kontinentális riftesedési szakaszt* (1. számú ábra, A₁ szelvény) tárgyaljuk. Ennek során végbemege az idős kontinentális platform (kraton) feldarabolódása, a normális kontinentális kéreg fokozatos kivékonyodásával kísérve. A platform üledékgyűjtő rezsimei kontinentális, átmeneti vagy epikontinentális fáciesűek, míg a platform erőzibázis feletti részei szubaerikus mál-lásnak kitettek. A bauxit képződése és felhalmozódása szempontjából a kraton egész területe kedvezőnek minősíthető. A kraton megfelelő litológiai összetételű és térszíni helyzetű anyaközei felett in situ lateritbauxitok képződhetnek, míg főleg az átmeneti és epikontinentális üledékgyűjtők peremén karsztbauxitok kialakulásával lehet számolni.

A kontinentális riftesedés eredményeként be-következik az *idős, óceáni kérgű medence kialakulása* (1. számú ábra, A₂ szelvény) két sze-gélyén a korábbi platform maradványaiból álló kontinentális peremmel, s középső részén to-vábbfejlődő — de most már óceánközépi hát-ságbeli — riftövvvel. Bauxitprognosztikái szem-pontból csupán a kontinentális peremek te-kinthetők kedvezőeknek, s itt laterit-, illetve karsztbauxitok képződésének, valamint felhal-mozódásának lehetőségei adóttak. Az óceáni medencét és az óceánközépi hátságot bauxit-képződésre alkalmatlannak tartjuk.

Az óceáni szigetív kialakulásához vezető má-sik lehetséges folyamat első állomásaként már kiinduláskor számolunk az *idős, létező óceáni kérgű medencével* (1. számú ábra, B szelvény). Ennek egész területét bauxit képződésre és -felhalmozódására kedvezőtlennek tekintjük.

Az *óceáni vulkáni ív fejlődési szakasz* (1. szá-mú ábra, C₁ és C₂ szelvény) egyaránt lehet eredménye az előbb vázolt két folyamatnak. A vulkáni ív korai fázisának (C₁ szelvény) sze-kezeti-morfológiai egységeit összességükben és külön-külön bauxitképződésre, illetve -felhal-mozódásra alkalmatlannak tekintjük, annak el-lenére, hogy maga a vulkáni ív, valamint az akkréciós ék részben, szigetek vagy szigetso-rok formájában szubaerikus körülmények közé kerülhet. Hasonló módon kedvezőtlennek minő-sítjük a vulkáni ív késői fázisának (C₂ szel-vény) valamennyi szerkezeti-morfológiai egy-ségét. Az aktív vulkáni ív bauxitperspektívái-

nak negatív értékelését elsősorban a kiemelt helyzetű szerkezeti-morfológiai egységek tektonikai stabilitásának hiányával magyarázzuk.

A fejlődés további lehetséges állomásaként az *óceáni vulkáni ív kontinens aktív ütközésének* (szubdukciójának) esetét tárgyaljuk (1. számú ábra, D szelvény). Kedvező bauxitföldtani adottságúnak tekintjük az idős kontinentális platformot (kraton) és peremét, valamint a korábbi, immár passzív vulkáni ív területén kialakult „kváziplatformot”. Mindkét szerkezeti-morfológiai egységre jellemző a kiemelt helyzet és a bauxitképződéshez illetve -felhalmozódáshoz szükséges viszonylagos tektonikai nyugalom. A kraton és peremének bauxitföldtani adottságai lényegében az A₂ szelvénybeliekkel azonosak. A „kváziplatform” területének megfelelő anyaközetei (a passzív vulkáni ív eruptívumai és intruzívumai, illetve a passzív akkréciós ék ofiolitjai) felett lateritbauxitok képződésével, míg átmeneti-epikontinentális üledékgyűjtőinek a peremén pedig karsztbauxitok képződésével lehet számolni. A fejlődési szakasz többi szerkezeti-morfológiai egységét bauxitföldtani szempontból kedvezőtlennek minősítjük.

Az *óceáni vulkáni ív kontinens passzív ütközésének* (obdukciójának) eredményeként alakulhat ki a fiatal kontinentális platform (1. számú ábra, F szelvény). Ez az összetett platform — némileg sematizálva — egyrészt az idős kratonból, másrészt az erre obdukálódott óceáni kéregből, harmadrészt a vele akkréciósan összeforrt korábbi „kváziplatformból” (passzív vulkáni ív és passzív akkréció ék) épül fel. Kedvező térszíni helyzete és megfelelő anyaközetek (kraton, obdukált óceáni kéreg, passzív vulkáni ív eruptívumai és intruzívumai, a passzív akkréciós ék ofiolitjai) következtében a fiatal kontinentális platform területének jelentős része lateritbauxit képződésére és felhalmozódására alkalmas. Karsztbauxitok elsősorban az akkréciós neoplatform peremi átmeneti és epikontinentális fáciesöveiben neoplatform peremi, átmeneti és epikontinentális fáciesöveiben várhatók. A fiatal platform előterében levő óceáni medencét bauxitképződésre és -felhalmozódásra alkalmatlannak tekintjük.

A fejlődés másik lehetséges állomásaként az *óceáni vulkáni íve aktív ütközését* (szubdukcióját) kezeljük (1. számú ábra, E szelvény). Ebben az esetben — a D szelvényben leírttal azonos módon — kedvező bauxitföldtani adottságúnak tekintjük az idősebb, most már passzív vulkáni ív területén létrejött „kváziplatformot”. A többi szerkezeti-faciális egységet —

a korábban kifejtettek alapján — bauxitföldtani szempontból kedvezőtlennek minősítjük.

Az *óceáni trópusi szigetívek kialakulása és fejlődése bauxitperspektíváinak földtani alapjait összefoglalóan értékelve megállapítjuk, hogy:*

- a vulkáni ív létrejöttét megelőz(het)ő fejlődési etapok közül bauxitképződésre és -felhalmozódásra kedvezőnek tekinthető az idős kontinentális riftesedési és az idős óceáni kérgű medence kialakulását eredményező szakasz (1. számú ábra, A₁ és A₂ szelvény),
- a vulkáni ív kialakását követ(het)ő fejlődési szakaszok közül bauxitképződésre és -felhalmozódásra alkalmasnak minősíthető az ív és kontinens aktív (szubdukció), illetve passzív (obdukció) ütközésének, valamint az idősebb és fiatalabb vulkáni ívek aktív ütközésének (szubdukciójának) folyamata (1. számú ábra, D, E, F szelvény),
- a fenti fejlődési szakaszok kedvező bauxitföldtani adottságú szerkezeti-morfológiai egységei az alábbiak:

Idős kontinentális riftesedési szakasz

— idős kontinentális platform (kraton)

Idős, óceáni kérgű medenceszakasz

— idős kontinentális platform (kraton) és perem

Óceáni vulkáni ív-kontinens aktív ütközési szakasza

— idős kontinentális platform (kraton) és perem, valamint a „kváziplatform”

Óceáni vulkáni ív-kontinens passzív

ütközési szakasza

— akkréciós típusú fiatal kontinentális platform és perem

Óceáni vulkáni ívek aktív ütközési szakasza

— „kváziplatform”

Kuba, mint típusúterület fejlődéstörténetében és szerkezetalakulásában a tárgyalt fejlődési szakaszok közül felismerhető és rekonstruálható:

- az idős kontinentális riftesedési szakasz (1. számú ábra, A₁ szelvény)
- az idős óceáni kérgű medence kialakulásának szakasza (1. számú ábra, A₂ szelvény)
- az óceáni vulkáni ív(ek) fejlődésének korai, illetve késői fázisai (1. számú ábra, C₁ és C₂ szelvény)
- az óceáni vulkáni ívek aktív ütközésének szakasza (1. számú ábra, E szelvény)
- és az óceáni vulkáni ív-kontinens passzív ütközésének szakasza (1. számú ábra, F szelvény).

Ezeknek a fejlődési szakaszoknak ismertetését, bauxitprognosztikai értékelését a későbbi fejezetek tartalmazzák.

Az alkalmazható bauxitföldtani modellek

Ebben a fejezetben a szigetív-területekre s ezen belül természetesen Kubára kidolgozott és alkalmazható bauxitföldtani modellek ismertetésére kerül sor. Figyelembe véve az elnűlt másfél évtized fontosabb bauxitföldtani összesítő munkáit (G. I. Businszkij 1971, 1973, I. Valeton 1972, M. D. Gidigasu 1976, Bárdossy Gy. 1977, Havasné Szilágyi E. et al. 1980, G. R. Kirpalj 1980, Gy. Bárdossy 1981) tudatában vagyunk annak, hogy a bauxitképződés bonyolult, időben és térben egyaránt komplex, soktényezős folyamatára általános érvényű modellt kidolgozni lehetetlen. Emellett soktényezős együttesből mi a bauxitképződés (felhalmozódás) fáciését emeljük ki, elfogadva G. R. Kirpalj (1980 p. 104) annak „sajátságos” (~ specifikus) voltára vonatkozó megállapítását. Ez a „sajátságos fáciás” — az idézett szerzők munkáiban foglalt részletes leíróhely- és teleptípus-leírások, valamint összesítések alapján — a kontinentális-epikontinentális szerkezeti-fáciális egységeknek az eluviális-deluviális litorális-lagunáris terjedő fáciásoveit ölelheti fel. Ezen belül — Bárdossy Gy.-nek a karsztbauxitokkal kapcsolatban kifejtett álláspontjához (1977 p. 349) csatlakozva — „...ősföldrajzi és őslénytani megfontolások alapján kell a leülepedés fáciáseit meghatározni”.

A fentiek alapján a „fáciásközpontú” bauxitföldtani modellek alábbi két, Kubára alkalmazható változatát dolgoztuk ki. Az egyik az úgynevezett színgenetikuss és intraformacionális*, míg a másik az úgynevezett posztgenetikuss** modell. Ezek a modellek elsősorban természetesen a karsztbauxitokra vonatkoznak, de véleményünk szerint alkalmazhatók a lateritbauxitokra is.

Mindkét modell esetében — Bárdossy Gy. (1977), Szabó E. (1977c), Havasné Szilágyi E. et al. (1980), G. R. Kirpalj (1980), Gy. Bárdossy (1981) munkái alapján — elfogadtuk a bauxitképződéshez és -felhalmozódáshoz szükséges alábbi általános kritériumokat:

- rétegtani kritériumok (~ bauxitképződésre és -felhalmozódásra kedvező földtörténeti szakaszok
- litológiai kritériumok (~ a bauxittelepek fekvésének, fedőjének litológiai összetétele és fáciáse, kedvező anyaközetek és mállási kérgék, a bauxittelepeket kísérő korrelatív üledékek és azok bélégei)
- ősföldrajzi kritériumok (~ évi 20–26 °C közötti átlaghőmérséklet; > 1500 mm/év átlagos, szezonális eloszlású csapadék; lateritbauxitok esetében < 10° lejtőszögű peneplén- és plató térszínek; karsztbauxitok esetében karsztosodásra kedvező litológiai, geomorfológiai és vízföldtani feltételek)
- tektonikai kritériumok (~ nagyszerkezeti helyzet, s ezen belül a bauxitképződést, -felhalmozódást meghatározó konkrét tektonikai viszonyok).

A felsorolt általános kritériumok mellett a továbbiakban ismertetendő modelleknél a következő előfeltételeket, illetve megszorításokat alkalmaztuk:

- a bauxitképződés, -felhalmozódás során közvetlen genetikai, azaz időbeli és térbeli kapcsolat van a laterit- és a karsztbauxitok között. Más szavakkal, konkrétan: nem fogadjuk el a terra rossa genetikai modellt és minden karsztbauxit szinthez vele egyidős laterites mállási kérget vagy lateritbauxitot rendelünk
- a bauxitképződés, -felhalmozódás trópusi szigeti-tengeri környezetben zajlott le és túlnyomórészt sekélytengeri fáciású karbonátos kőzetekhez kapcsolódik
- a lateritbauxitok képződése, felhalmozódása — a N. Ponce Seoane et al. (1983), S. Saunders Perez — N. Ponce Seoane (1984) által a kelet-kubai lateritszelvényekből leírt ősmaradványok alapján —

tengerszinti vagy ahhoz közeli geomorfológiai helyzetben is végbemehet

- a karsztbauxitok képződése, felhalmozódása esetében a karsztosodás és a bauxitképződés közötti időbeli különbség nem döntő jelentőségű. Földtörténeti mércével: a karsztosodás és bauxitképződés lehet közel egyidejű, illetve lehet közöttük jelentős időbeli különbség is
- az egyedi bauxittelepek (testek) képződéséhez szükséges idő — I. Valeton (1972), Bárdossy Gy. (1977, 1983), Gy. Bárdossy (1981) munkái alapján — lehet akár nagyon rövid is (pl. néhány 10 000 év)
- a bauxitképződés, -felhalmozódás összességében ciklusos jellegű szedimentációs folyamat. Ennek megfelelően a modelleket szemléltető folyamatábrák (2., 3. számú ábra) egy adott ciklust ölelnek fel, s annak jellemző momentumait szemléltetik.

A színgenetikuss és intraformacionális bauxitképződés modelljének elvi vázlatát a 2. számú ábra ideális szelvényével mutatjuk be. A ciklus regresszív szárnyának (I–III. szelvény) első szakaszában (I. szelvény) kedvező anyaközet felett a lagunáris-zátony (környezeti) fáciásoveben mállási kéreg nélküli karbonátos üledék-képződés megy végbe. Ezzel párhuzamosan a tengerparti síkság sósvízi-elegyesvízi és édesvízi, időszakos mocsári-tavi üledékgyűjtőiben lateritbauxitos mállási kéreg kialakulása következik be. A tengerparti síkságot kísérő — alacsony térszíni helyzetű plató (~ 1. terasz) felszínének időszakos édesvízi tavi-mocsári rezsimjeiben eluviális-deluviális fáciású lateritbauxitos mállási kéreg képződését, illetve a mélyebb térszíni helyzetű parti síkság irányában történő egyidejű áthalmazódását is feltételezzük.

A további kiemelkedés következtében a regresszív szárny második szakaszában (II. szelvény) a korábbi lagunáris-zátony (környezeti) mészkő a tengerparti síkság morfofáciáse övébe kerül és megkezdődik részben litorális, részben kontinentális karsztosodása. Feküjében a talaj (karszt) vízszint szezonális mozgása következtében az anyaközet felszínén lateritbauxitos mállási kéreg képződik. A karsztos üregeket a tagolt plató (~ 1. és 2. terasz) térszínén korábban képződött, illetve párhuzamosan tovább képződő eluviális-deluviális lateritbauxitos mállási kérgékből lepusztuló anyag tölti ki. A tengerparti karsztsíkság sósvízi-elegyesvízi és édesvízi depresszióiban a mészkővel konkordáns vagy közel konkordán bauxitlencsék halmozódhatnak fel.

A folytatódó kiemelkedés eredményeként a regresszív szárny harmadik szakaszában (III. szelvény) a karsztosodott, bauxittelepes mészkő, fekvésében az anyaközetten kialakult lateritbauxitos mállási kéreggel, már az alacsony térszíni helyzetű platóra kerül (3. terasz). Itt a szerkezeti mozgások következtében megkezdődik feldarabolódása, mélyreható eróziója, s az üde anyaközet szintjéig végbemenő szelektív lepusztulása. Ezzel párhuzamosan folytatódik a platómészkő karsztosodása, illetve a korábbi 1. és 2. platóteraszokon képződő (tt) lateritbauxitos mállási kérgeknek a mélyebb szintek irányá-

* Színgenetikussnak és intraformacionálisnak azt a bauxitképződési, -felhalmozódási folyamatot nevezzük, amikor a bauxittelepek és az azokat beázó vagy fedő kőzetek képződése között nincs, vagy földtani értelemben kicsi az időbeli különbség.

** Posztgenetikussnak azt a bauxitképződési, -felhalmozódási folyamatot nevezzük, amikor a bauxittelepek és az azokat beázó vagy fedő kőzetek képződése között kimutathatóan jelentős az időbeli különbség.

ban történő lepusztulása, áthalmazódása. A tengerparti karsztsíkság övében — az előbb vázolt mechanizmusnak megfelelően — tovább folyik a bauxitképződés, amelynek anyaga részben a plató 1. és 2. teraszának lateritbauxitos takaróiból, részben a 3. terasz laterit- és karsztbauxit-telepeiből származhat.

A folyamatos kiemelkedést megszakitó epizódikus transzgresszió eredményét illusztrálja az ábra IV. szelvénye. Ennek eredményeként a korábbi szakasz tengerparti karsztsíkságának bauxittelepeit részben konkordáns vagy pae-nakkordáns településű lagunáris-zátóny (környezeti) mészkő fedi be és konzerválja. Lényegében ez a mozzanat tükrözi az intraformacionális bauxitképződés stádiumát. A 3. terasz erőzión tagolt bauxittelepes karsztosodott mészkő részben ismét a tengerparti karsztsíkság

morfotípus övébe kerül(het) és megismétlődhet újrakarsztosodási és bauxitosodási folyamata. A plató 2. teraszán — az általunk alkalmazott modell szerint — további karszt-lateritbauxit-képződés (és lepusztulás) mehet végbe, míg a 3. teraszon változatlanul lateritbauxitfelhalmozódással ((és lepusztulással) számolunk.

Az ábra V. szelvénye a bauxitképződési, illetve felhalmozódási ciklusnak ismét kiemelkedéssel történő zárulását, azaz újabb ciklusnak regressziós kezdetét szemlélteti. A folyamat hatásmechanizmusa lényegében az I—III. szelvényekével egyező, tehát részletesebb magyarázatától eltekintünk.

A színgenetikai és intraformacionális bauxitok kubai példáiként az alábbi karsztbauxit-indikációkat soroljuk fel:

az indikáció száma	a bezáró formáció neve	kora
11., 12. sz. indikáció	Guajaibon formáció	Cr ₁ alb.—Cr ₂ cen.
25/B sz. indikáció	Remeidos formációcsoport	Cr ₁ apt.—Cr ₂ maast.
27/A, B sz. indikáció	Charco Redondo formáció	Pg ₃ ²
44. sz. indikáció	Maquey formáció	Pg ₃ ³ —N ₁ ¹
37. sz. indikáció	Yateras formáció	N ₁ ^{1—2}
18., 19., 20. sz. indikáció	Güines formáció	N ₁ ^{1—2}
23., 24. sz. indikáció	Arroyo Palmas formáció	N ₁ ^{1—2}
28/A sz. indikáció	Jucaro formáció	N ₁ ³
64. sz. indikáció	Cabo Cruz formáció	N ₁ ³ —N ₂ ?

A fent vázolt modellhez két kiegészítő megjegyzést kívánunk fűzni:

- az ilyen típusú bauxitképződési és -felhalmozódási ciklust addig minősítjük színgenetikusként és intraformacionálisnak, amíg a lateritbauxitokat fedő és a karsztbauxitokat bezáró képződmények egy földtani formációnak tekinthetők,
- a modellnek geokémiai szempontból helytálló vagy helytelen voltát — elsősorban a tengerparti karsztsíkságra vonatkozó megfigyelések és adatok hiányában — ellenőrizni nem tudtuk. Ezzel együtt munkahipotézisként feltételezzük, hogy a tengerparti karsztsíkságok geokémiai szempontból is bauxitképződésre alkalmas rendszereknek bizonyulnak.

A posztgenetikai bauxitképződés modelljének elvi vázlatát a 3. számú ábra ideális szelvényével szemléltetjük. A ciklus regresszív ágában (I—III. szelvény) itt is fokozatos, állandó kiemelkedéssel számolunk. Az első szakaszban (I. szelvény) a lagunáris-zátóny (környezeti) fáciesövben karbonátos (~ „idős mészkő”) üledékképződés folyik, mállási kéreg kialakulása nélkül. Ezzel egyidőben a tengerparti síkságot kísérő, alacsony térszíni helyzetű plató (1. terasz) felszínén a kedvező anyaközetek szubaerikus mállása következtében megkezdődik az eluviális-deluviális lateritbauxit-telepek képződése.

A második szakasz (II. szelvény) az „idős mészkő” — a fokozatos kiemelkedés következtében — a tengerparti síkság morfotípus-övébe kerül és bekövetkezik részben litorális részben kontinentális karsztosodása. A karsztsíkságon települő „idős mészkő” fekéjében és az azt kísérő plató 2. teraszán lateritbauxit képződésére

alkalmatlan, „egyéb kőzeteket” valószínűsítünk, míg a plató magasabb térszíni helyzetű 1. teraszán továbbra is lateritbauxitos mállási kéreg képződésével számolunk.

A regresszív szárny utolsó fázisában (II. szelvény) a morfológiaiilag és szerkezetileg tagolt egységek teljes kiemelkedését és tönkösödését (peneplenizációját) feltételezzük. Lényegében ezt a szakaszt tekintjük a karsztbauxitok képződésére, illetve felhalmozódására kedvező intervallumnak, s az „idős mészkő” karsztos üregeiben felhalmozódó bauxitot a kedvező anyaközetek felszínén kialakult laterites mállási kéregből származtatjuk.

A tönkösödést (peneplenizációt) követő transzgressziót szemlélteti a IV. szelvény. Eszerint a korábban képződött laterit- és karsztbauxitok egy részét befedi és konzerválja az azokra jelentősebb üledékhézaggal, illetve szögdiszkordanciával települő laguna-zátóny (környezeti) fáciesű „fiatal mészkő”. A karsztbauxit-telepek másik része — az „idős mészkő”-takaró erőzión roncsaival együtt — ismét a tengerparti síkság morfotípus-övébe kerül, míg a „továbbélő” lateritbauxit-takaró az újraformálódó plató térszín kedvező anyaközetei felett található.

A bauxitképződési, -felhalmozódási ciklus kiemelkedéssel befejeződő zárószakaszát (s egyben az újabb ciklus kezdetét) mutatja be az V. szelvény. A folyamat tendenciája lényegében az I—III. szelvényben ábrázolttal azonos, ezért további magyarázatától itt is eltekintünk.

A minden bizonnyal posztgenetikai karsztbauxitok néhány kubai példáját a következőkben soroljuk fel:

az indikáció száma	a feküformáció neve és kora	kora
3. sz. indikáció	Artemisa formáció ($J_3^{tit.}$)	?
22. sz. indikáció	Cantabria formáció ($Cr_2^{kamp.-m.}$)	?
35. sz. indikáció	Charco Redondo formáció (Pg_2^2)	?
25. sz. indikáció	Nuevitas formáció (Pg_2^3)	?
28. sz. indikáció	Camazan formáció ($Pg_3^3-N_1^1$)	?
46. sz. indikáció	Yateras formáció (N_1^{1-2})	?
25/C sz. indikáció	Vazquez formáció (N_1^2)	?
71. sz. indikáció	Cabo Cruz formáció ($i^3-N_2^?$)	?
56. sz. indikáció	Maya formáció (N_2-Q_1)	?

A vázolt modellel kapcsolatban a következőket kívánjuk megjegyezni:

- az ilyen típusú bauxitképződés és -felhalmozódás posztgenetikus voltát akkor tartjuk egyértelműen bizonyítottnak, ha a bauxittelek közvetlen jól

datált rétegtani fedővel (modellünk esetében „fiatal mészkő”) rendelkeznek és ez a fedő földtani értelemben is önálló, elkülöníthető formáció,
— a rétegtani fedő nélküli bauxittelepeknél minden esetben külön-külön kell mérlegelni és eldönteni (ha lehetséges), hogy azok a posztgenetikus vagy a szingenetikus (és intraformacionális) típusba tartoznak-e.

Földtani felépítés, fejlődéstörténet és szerkezetalakulás

Ebben a fejezetben az ország földtani felépítésének átfogó ismertetésére, fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukciójának összefoglalására kerül sor. Első, *Rétegsor* című részében fejlődési szakaszonként, ezeken belül pedig szerkezeti faciális egységeként tárgyaljuk annak alapelemeit. Második, *Fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukció* című részében pedig a rétegsor alapelemeinek értelmezésével teszünk kísérletet a sziget földtani fejlődésmentének vázolására.

1. Rétegsor

Kuba földtani felépítése alapelemeinek vertikális eloszlását az 1. számú melléklet rétegoszlópa, míg jelenlegi felszíni elterjedését a 2. számú melléklet térképe szemlélteti. A rétegsor alapelemeit a rétegoszlóban földrajzi tagolásban, szerkezeti faciális egységeként és formációként, fáciesük feltüntetésével adtuk meg, míg a térképen ezeket — a fejlődési szakaszoknak megfelelően — már átfogó formációcsoportokban tüntettük fel. Ezek alapján a rétegsort a következő vázlat szerint tárgyaljuk:

- 1.1 Idős preplatform szakasz
 - 1.1.1 Premezozoós aljzat
- 1.2 Idős platform — riftesedési szakasz (? — J_3 titon)
 - 1.2.1 Északi kontinentális egységek
 - Bahama platform
 - Kontinentális lejtő
 - 1.2.2 Déli kontinentális egységek
 - 1.2.3 Intruzív komplexum
 - 1.2.4 Első vulkáni ív szakasz (J_3 titon— Cr_2 kampán)
 - 1.2.1 Északi kontinentális egységek
 - Bahama platform
 - Kontinentális lejtő
 - 1.2.2 Óceáni egységek
 - Ofiolitos összet.
 - Vulkáni ív — Zaza öv
 - Intruzív komplexum
- 1.4 Kváziplatform és második vulkáni ív szakasz (Cr_2 kampán— Pg_2^2)
 - 1.4.1 Kontinentális egységek (~ medencék)
 - 1.4.2 Óceáni egységek
 - Óceáni medencék
 - Vulkáni ív — Cauto öv
 - Intruzív komplexum
- 1.5 Fiatal platform szakasz (Pg_2^3 —Q)
 - 1.5.1 Első szakasz (Pg_2^3 — N_1)
 - Kontinentális egységek (~ medencék)
 - Óceáni egységek (~ medencék)
 - 1.5.2 Második alszakasz (N_1 —Q)
- 1.1 Idős preplatform szakasz
 - 1.1.1 Premezozoós aljzat

A premezozoós aljzat képződményei lényegében Nyugat- és Közép-Kubában, elszigetelt felszíni előfordulások, illetve az ezt követő fejlődési szakasz terrigén formációiban lepusztulásból származó törmeléként ismertek. Az előbbieket az úgynevezett Sierra Morena környéki metamorfitt előfordulások, amelyek anyagi összetétele G. Millian—M. L. Somin (1976) alapján a következő: márvány, mészcillámpala, metagneisz.

A jura terrigén formációkból, illetve az úgynevezett „arkózás összetételből” leírt néhány cm Ø-ű törmelékdarabok anyaga Pinar del Rio tartománybeli (A. Pszczolkowski et al. 1975, G. Millian—M. L. Somin 1976, A. Pszczolkowski 1984a) és a Matanzas tartománybeli (La Teja és Socorro, San Andrian—M. L. Somin 1979, K. Piotrowska et al. 1981) előfordulások szerint az alábbi: metahomokkővek, kvarcitok,

fillit, zöldpala, különböző típusú csillámpalák, márvány, amfibolpala, szerepentinit, gneisz, gránit és gránitpegmatit változatok, különböző összetételű metavulkanitok (bazalt, andezit, dácit, riolit).

M. L. Somin (1979) értelmezése szerint ezek a közettípusok a prejura kontinentális-szialikus aljzattól származnak. Feltételezhető koruk: prekambrium-paleozoikum(?)-korai mezozoikum, s litológiai analógiák alapján az Északi Andokbeli hasonló előfordulásokkal hozhatók kapcsolatba.

- 1.2 Idős platform riftesedési szakasz (? — J_3 titon)
- 1.2.1 Északi kontinentális egységek

Bahama platform

Az északi kontinentális egységek Bahama platform zónájának túlnyomórészt evaporitos formációi részben elszigetelt felszíni előfordulások (San Adrian, Punta Alegre) formájában, részben mélyfúrások (Matanzas, Varadero, Cayo Coco) által feltárva Kuba északi peremére korlátozódnak (J. F. Albear et al. 1977, I. Kanchev et al. 1978, E. Belmustakov et al. 1981, J. F. Albear—J. Piotrowski 1984a, b). Az evaporitos formációk szigeten kívüli elterjedése W. R. Bryant et al. (1969), O. F. Viniegra (1971), M. A. Iturralde Vinent (1975), R. E. Sheridan et al. (1981), A. G. Ryabukhin et al. (1984) alapján a jelenlegi Bahama platform (Bahama szigetek és Öreg Bahama-árok), Florida és nyugati előtere, Yucatan félsziget területén körvonalazható. Eme evaporitok fekszik Kuba területén feltáratlan, míg az előbb említett területeken W. R. Bryant et al. (1969), O. F. Viniegra (1971), A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten (1974), R. Evans (1978), V. Sz. Sejn et al. (1987), V. S. Shein et al. (1984, 1985) és R. E. Sheridan et al. (1981) szerint részben prote-rozoós-paleozoós kőzetekből, részben triász-középső jura korú, vulkanomikt törmelékanyagot is tartalmazó, arkózás terrigén formációkból áll. Az evaporitos összet. Kuba területén ismert vastagsága G. Furrázola Bermudez et al. (1964) szerint néhány 100 m, I. Kanchev et al. (1978) alapján ~ 2000 m, E. Belmustakov et al. (1981) szerint 1200—1700 m, míg az azon kívüli területeken a teljes összvastagság (beleértve annak alsó kréta korú szakaszát is) 4000—8000 m. (O. F. Viniegra 1971, A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten 1974, R. E. Sheridan et al. 1981) közötti. A formációcsoportba tartozó üledékeket az átmeneti-epikontinentális faciális egységen belül összességükben zárt öböl fáciesűnek minősítettük (1. sz. melléklet). A laterális faciális átmenetek sem a sziget területén, sem azon kívül nem értékelhetők.

A tárgyalt evaporitos formációk valamennyi fenti szerző szerint szialikus kontinentális platform helyzetűek.

Az északi kontinentális egységek lejtőjeként értelmezett zónákban (Carnajuani, Placetas) tartozó formációk felszínén és felszín alatt Közép-Kubából régóta ismertek, míg azokat Nyugat-Kuba területén (Esperanza szerkezeti faciális egység) újabban mélyfúrásokban is harántolták. Feküjük feltáratlan, s valószínűleg az előbb tárgyait evaporitok vagy a később tárgyalandó terrigén formációk alkotják. A részben terrigén-karbonátos (Constancia, Veloz), részben karbonátos-(kovás) formációkat (Trocha, Meneses, Colorado) *G. Furrázola Bermudez* et al. (1964), *I. Kanchev* et al. (1978), *E. Belmuskov* et al. (1981), *K. Piotrowska* et al. (1981) és *S. Gil—A. Maria Recio* (1984) nyomán ismertjük.

A terrigén-karbonátos formációk polimikt gyakran breccsás homokkő, aleurit- és agyag (pala), mészkő, valamint dolomit váltakozásából állnak. Színük szürke, rendszeresen tartalmaznak diszperz eloszlású, bitumenes szerves anyagot. Ősmeradványaik között egyaránt találhatók bentosz (korallok, echinodermaták), plankton és nekton (foraminiferák, ammoniteszek) elemek. *K. Piotrowska* et al. (1981) szerint szinszediment turbiditeket is tartalmaznak. Együttes vastagságuk kilométeres nagyságrendű lehet, koruk felső jura (títon)—alsó kréta (berriázi). A tárgyalta formációkat üledékföldtani bélyegeik alapján epi-, intrakontinentális beltenger-óceáni (lejtő) fáciesűnek minősítettük. Laterális fáciesátmeneteik ismeretlenek.

A karbonátos-(kovás) formációk szintén szürke, bitumenes, laminált, mikrites mészkőből, dolomitból állnak, s gyakran tartalmaznak intraformacionális breccsákat, tűzkőbetelepüléseket. Szórványos ősmeradványaik zömmel plankton-nekton jellegűek (foraminiferák, ammoniteszek), míg a bentosz elemek alárendeltek. Együttes vastagságuk nehezen becsülhető, legkevesebb 700—800 m, koruk felső jura (títon)—alsó kréta (berriázi). A képződményeket epi-, intrakontinentális beltenger helyzetűnek, pelágikus fáciesűnek tekintjük, s laterális fáciesátmeneteiket nem ismerjük.

A tárgyalta formációkat összességükben platform-óceán közötti, átmeneti faciális helyzetűnek minősítjük.

1.2.2 Déli kontinentális egységek

A déli kontinentális egységek részben terrigén (San Cayetano, Arroyo Cangre, Canada, Agua Santa, Naranjo, az úgynevezett „arkózás összet”), részben terrigén-karbonátos, karbonátos-kovás formációi (Jagua, Francisco, Guasasa, Artemisa, San Juan formációcsoport, az Ifjúság szigeti metamorf karbonátok-márványok, Chafarina, Playa Molino) Kuba területén felszínén és felszín alatt általános elterjedésűek. Ismert előfordulásaik a következők: Nyugat-Kuba — Guanahacabibes félsziget, Sierra de los Organos, Sierra del Rosario; Közép-Kuba — Ifjúság szigete, Sierra del Escambray; Kelet-Kuba —

Guantanamoi medence keleti pereme, Sierra del Purial, Asuncion.

Az összességében transzgresszív jellegű formációcsoportok idősebb terrigén részének közvetlen fekéje jelenleg nem ismert. A terrigén formációcsoportban található törmelékanyag alapján ez a feké az idős preplatform fejlődési szakasz aljzatával azonosítható és joggal feltételezhető a kettő közötti jelentős diszkordancia, illetve hiátus. Természetes fedőjét a terrigén-karbonátos formációcsoport képződményei alkotják. Rövid jellemzését *G. Furrázola Bermudez* et al. (1964), *A. Pszczolkowski* et al. (1975), *G. Haczewski* (1976), *M. L. Szomin* (1979) és *G. Millan—M. L. Somin* (1981), illetve *A. Pszczolkowski* (1984a) alapján a következőkben adjuk. Litológiáját tekintve az ide sorolt formációk homokkő, agyag- és aleuritpala váltakozásából állnak, néha konglomerátum-betelepüléseket tartalmazva. Alárendelt mennyiségben figyelhetők meg szinkron vulkanizmus nyomai (*J. Piotrowski* 1976), közbetelepült bázisos piroklasztikumok, vulkanomikt homokkövek és lamprofir telérek formájában. Mind az üledékes mind a magmás kőzetekre jellemző a különböző fokú regionális metamorfózis. További tulajdonságuk a terrigén üledékek érett volta, viszonylag magas kaolinit és földpát (arkóza) tartalma. Rendszeresen tartalmaznak diszperz szerves anyagot, kis mennyiségben növényi maradványokat, szórványosan bentosz molluszkfaunát. A terrigén formációcsoport becsült vastagsága *G. Furrázola Bermudez* et al. (1964) szerint kb. 5500 m, *C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff* (1971) és *A. Pszczolkowski* et al. (1975) szerint mintegy 3000 m, míg *M. L. Szomin* (1979) véleménye alapján néhány kilométer, valószínű kora pedig alsó-középső-felső jura (oxford). Az idesorolt formációkat összességükben *G. Haczewski* (1976) nyomán az átmeneti epikontinentális faciális egységbe soroltuk és ezen belül litorális-szublitorális-neritikus fáciesűnek tekintjük (1. sz. melléklet). A laterális fácieskapcsolatok jelenleg tisztázatlanok.

A fent kifejtettek alapján a terrigén formációcsoportot szialikus kontinentális platformon képződött üledékeknek minősítjük és anyagát — *G. Furrázola Bermudez* et al. (1964), *M. A. Iturralde Vincent* (1975), *A. Pszczolkowski* et al. (1975), *G. Haczewski* (1976), *M. L. Szomin* (1979), *A. G. Ryabukhin* et al. (1984) véleményét elfogadva — déli helyzetű lehordási területéről származtatjuk.

A tárgyalta formációcsoportok fiatalabb terrigén-karbonátos, karbonátos és karbonátos-kovás formációinak természetes fekéjét az előbb ismertetett terrigén üledékek alkotják. Ezeket a formációkat, összefoglaló módon *N. M. Herrera* (1961), *G. Furrázola Bermudez* et al. (1964), *A. Pszczolkowski* et al. (1975), *Nagy E.* et al. (1976), *Nagy E.* et al. (1983), *A. Pszczolkowski* (1976, 1981), *J. F. Albear* et al. (1977), *I. Kanchev* et al. (1978), *G. Millan* (1981), *G. Millan—M. L. Somin* (1981) munkái alapján vázoljuk. Eme képződmények, nem metamorfizált rétegtanilag jól feldolgozott, többnyire teljes szelvényei Nyugat-Kubából (Sierra de los Organos,

Sierra del Rosario) ismertek. Az összes többi előfordulásokra jellemző a különböző mértékű regionális metamorfózis, a szelvények redukált volta és ennek következtében alacsonyabb szintű ismeretessége, rétegtani tagolása.

A nyugat-kubai teljes szelvények litológiai felépítése N. M. Herrera (1961), A. Pszczolkowski et al. (1975) és A. Pszczolkowski (1976, 1981) alapján a következő:

A korábban tárgyalt terrigén formációkból kifejlődő agyag-, aleuritpala, homokkő, mészkő, dolomit váltakozásából álló *terrigen-karbonátos* formációkra (Francisco, Jagua) túlnyomórészt mészkőből, dolomitból álló *karbonátos* (Guasasa, Artemisa) formációk települnek. Az utóbbiakat váltják fel a szelvényben felfelé a főleg mészkőből és tűzkőből álló, alárendelten dolomit és agyagpalát is tartalmazó *karbonátos-kovás* formációk (még szintén Guasasa és Artemisa). Valamennyi formációra jellemző a redukált szürke szín, a diszperz, bitumenes (~ grafitos) szerves anyag és pirit állandó jelenléte, valamint szórványosan előforduló szenesedett növényi maradványok. Karakterisztikusak továbbá a közbetelepült intraformacionális brecsák, amelyek anyaga nagyjából mészkőből, dolomitból, tűzkőből áll, kisebb részt bázisos vulkanomitok összetételű. Ősmeradványaik részben bentos (molluszkák), részben plankton és nekton (foraminiferák, radioláriák, ammoniteszek) jellegűek. A tárgyalt formációk fácies-elemzését A. Pszczolkowski (1976, 1981) végezte el, elkülönítve partközeli kis vízmélységű, speciális zátony és zátonykörnyezeti, illetve zátonyelőteri, valamint nagyobb mélységű pelagikus fácieseket. A fácieselemzés során kiemelte a Guasasa- és Artemisa formáción belül kijelölhető éles, nagymértékű tengermélyülést jelző fáciesváltozást. A vázolt formációcsoportok együttes vastagsága Nyugat-Kubában N. M. Herrera (1961) szerint kb. 2000 m, G. Furrazola Bermudez et al. (1964) alapján kb. 700 m, míg A. Pszczolkowski et al. (1975) révén becsülhető összvastagság 1500–2000 m közötti. Koruk a felső jura (oxford)—alsó kréta (berriazi-valangini?) időintervallumot öleli fel. Az ismertetett formációcsoportokat részben epi-, intrakontinentális beltengeri (ezen belül szub-litorális-neritikus) részben óceáni (lejtő, lejtő-lábazat, síkság) szerkezeti faciális helyzetűnek minősítjük, s kiemeljük a formációcsoportokon belül lezajlott „óceanizálódás” A. Pszczolkowski (1976, 1981) fácieselemzése által is alátámasztott tényét.

A *terrigen-karbonátos*, *karbonátos* és *karbonátos-kovás* formációk metamorf változatait G. Furrazola Bermudez et al. (1964), Nagy E. et al. (1976), I. Kanchev et al. (1978), M. L. Szomin (1979), G. Millan (1981), G. Millan—M. L. Somin (1981, 1984a, b), Nagy E. et al. (1983) munkái alapján vázoljuk. A metahomokkő, agyagpala, szericites pala, márvány és metadolomit, valamint metakvarcit váltakozásából álló formációk szintén szürke színűek és rendszeresen tartalmaznak bitumenes-grafitos diszperz szerves anyagot. A közbetelepült eredendően bázisos összetételű vulkanitok (Nagy E. et al.

1976, M. L. Szomin 1979, G. Millan 1981, G. Millan—M. L. Somin 1981, 1984a, b, Nagy E. et al. 1983) maximálisan amfibolit fáciesű metamorfózist szenvedtek el. Az eredeti kőzetek fáciese a metamorfózis következtében nem minősíthető, míg koruk a mellékkőzetek szórványos ősmaradványai alapján felső jura—alsó kréta (G. Millan 1981, G. Millan—M. L. Somin 1981, 1984a, b, G. Millan et al. 1984a, b). A metamorf, formációk vastagságára vonatkozó becslések (Nagy E. et al. 1976, G. Millan 1981, G. Millan—M. L. Somin 1981, Nagy E. et al. 1983) a szelvények redukált volta következtében meglehetősen bizonytalanok, de az 500–600 m-es minimális vastagságot meghaladják. A fent ismertetett metamorf formációcsoportok kiindulási kőzeteit és azok fáciesét mi is a nyugat-kubai előfordulásokkal analóg képződményeknek minősítjük, s ennek alapján ezeket szintén epikontinentális-óceáni, tehát átmeneti faciális helyzetűnek tekintjük.

1.2.3 Intruzív komplexum

Az *intruzív komplexum* szórványos előfordulásai Nyugat-Kuba és Közép-Kuba határán (Sierra Morena, La Teja, Socorro) ismeretesek. Rövid jellemzésüket M. L. Somin—G. Millan (1977), K. Piotrowska et al. (1981), O. Eguipko et al. (1984), V. Pavlov et al. (1984), M. Perez et al. (1984), K. Sukar et al. (1984) alapján adjuk. A biotitos gránit, szienit és pegmatit változataira a korábban tárgyalt „arkózás összetétel” hiátussal, diszkordánsan települ. Az alkáli típusú intruzívumok kora rétegtani fedőjük és a radiometrikus kormeghatározások (M. M. Araquelians in M. L. Somin—G. Millan 1977) alapján felső jura.

1.3. Első vulkáni ív szakasz (J₃titon—Cr₂kampán)

1.3.1 Északi kontinentális egységek

Bahama platform

Az *északi kontinentális egységek* Bahama platform zónájába tartozó részben *evaporitos* (Cayo Coco), részben *karbonátos* (Guajaibon, Remedios, Gibara), illetve *karbonátos-terrigen* (Guaney formációi Nyugat-Kubában (Sierra Azul—Pan de Guajaibon), Közép-Kubában (Sierra de Cubitas) és Kelet-Kubában (Gibara) felszínen és felszín alatt egyaránt ismertek. Ezeket a formációkat N. M. Herrera (1961), A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), I. Kanchev et al. (1978), E. Belmustakov et al. (1981), Nagy E. et al. (1983), O. Consuelo Diaz—G. Furrazola Bermudez (1984a, b), N. Ponce Seoane et al. (1984, 1985) és O. Consuelo Diaz (1985) alapján jellemezzük.

A felső jura *evaporitokból* folyamatos átmenettel kifejlődő, azokkal azonos fáciesű Cayo Coco formáció becsült vastagsága. E. Belmustakov et al. (1981) szerint 2000–2500 m, kora pedig felső jura (titon)—alsó kréta (apti).

A *karbonátos formációk* természetes fekéje (Cayo Coco formáció) csupán Közép-Kubában ismert. A formációcsoport mélyebb rétegtani

helyzetű, albai-cenomán korbesorolású képződményei (Guajaibon-formáció, Remedios csoport „C” tagozat) zátony-zátonykörnyezeti-lagunáris és árapályövi gazdag bentoszfaunát tartalmazó mészkövekből, dolomitokból állnak (E. Belmustakov et al. 1981, N. Ponce Seoane et al. 1984, 1985). A formáción belüli kis mennyiségű terrigén anyag részben vörös agyag, bauxitos agyagrétegek, részben önálló bauxittelemek (N. Ponce Seoane et al. 1984, 1985) formájában halmozódott fel. A Nyugat-Kubai (Pan de Guajaibon) bauxitelőfordulásokat kísérő terrigén rétegcsoportban vulkanogén és metamorf eredetű törmelékdarabok is előfordulnak. E rétegcsoport vastagsága. A. Pszczolkowski et al. (1975), E. Belmustakov et al. (1981), N. Ponce Seoane et al. (1984, 1985) adatai szerint 600—800 m között változhat.

A formációcsoport középső részébe tartozó, cenomán-turon korú (Remedios csoport „B” tagozat) lemezes, turbidites mészkövek mélytengeri, pelágikus fáciesűek. Vastagságuk E. Belmustakov et al. (1981) alapján kb. 450 m. Valószínűleg ezzel hozhatók kapcsolatba a Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983) által a Gibara-formációból leírt karbonátos-kovás, pelágikus kifejlődések.

Végül a formációcsoport legfiatalabb, turon-maastrichti korú képződményeit (Gibara formáció, Remedios csoport „A” tagozat) ismét zátony-lagunáris-árapályövi fáciesű mészkövek és dolomitok képviselik. Ezekre szintén jellemző a vörös agyag, bauxitos agyag, illetve bauxit formájában felhalmozódó kis mennyiségű terrigén anyag (Sierra de Cubitas — Vietnam Heroica kőfejtő, Gibara — 200 000 nevű kőfejtő). Az idesorolt képződmények becsült vastagsága E. Belmustakov et al. (1981) alapján mintegy 800 m.

A karbonátos-terrigen formációk (Guaney) laminált, mikrites mészkövekből és közbetelepült agyagrétegekből állnak. Koruk plankton ősmaradványaik alapján alsó kréta (apti)—felső kréta (maastrichti), fáciesük pelágikus, mélytengeri (E. Belmustakov et al. 1981). Települési helyzetük és a faciális átmenetek tisztázatlanok, vastagságuk nem ismert.

A leírt formációkat összességükben kontinentális platform szerkezeti helyzetűnek minősítjük. Ezen belül az evaporitos formációkat zárt medence (öböl) fáciesűnek, a karbonátos formációk idősebb és fiatalabb tagozatát zátony-lagunáris-árapályövi fáciesűnek tekintjük. A karbonátos formációk pelágikus, középső tagozatát és karbonátos-terrigen formációkat pedig a platformon belül kialakult mélytengeri csatornák (árkok) üledékeiként értelmezzük és azokat — R. E. Sheridan et al. (1981) felfogásával egyezően — a platform fejlődésében végbement, cenomán korú eróziós periódussal hozzuk kapcsolatba.

Kontinentális lejtő

Az északi kontinentális egységek lejtőjének tekintett zónák (Camajuani, Placetas) formációinak felszíni és felszín alatti elterjedése Kő-

zép-Kuba északi peremére koncentrálódik. Ezeket a formációkat I. Kanchev et al. (1978), K. Piotrowska et al. (1981) és E. Belmustakov et al. (1981) alapján ismertetjük.

A karbonátos-kovás-terrigen formációk (Margarita, Paraiso, Mata, Fidencia, Mate Prieto, Caonao, Santa Teresa, Carmita, Las Amarillas) laminált mikrites mészkövekből, tűzkövekből és radiolaritokból, illetve argillitekből, homokkövekből állnak. Gyakran tartalmaznak intraformacionális lejtőbreccsákat (turbiditek), hieroglifákat és gradált, keresztarétegzett homokköbetelepüléseket. Szegényes ősmaradványaik csaknem kizárólagosan plankton alakokból állnak. Együttes vastagságuk az idézett szerzők szerint 500—600 m körüli lehet, koruk az alsó kréta (berriázi)—felső kréta (cenomán-turon?) intervallumot öleli fel.

A formációcsoport albai-cenomán-turon? korbesorolású képződményeire a terrigen anyag jelentős mértékű dúsulása, valamint szinkron vulkanizmusra utaló, szórványos tufit- és vulkanomikt homokkő-betelepülések (Mata, Santa, Teresa, Carmita) jellemzőek.

A tárgyalta formációkat ősmaradványaik és üledékföldtani bélyegeik alapján óceáni helyzetűnek tekintjük, s ezen belül lejtő-, lejtőlábazati, valamint abisszális síkság fáciesűnek minősítjük.

1.3.2 Óceáni egységek

Ofiolitos összetétel

A sziget északi részén mintegy 1000 km-es hosszúságban, néhány km—néhány 10 km szélességben végighúzódo, allochton helyzetű ofiolitos összetételre vonatkozó irodalom rendkívül gazdag. Az ofiolitok ismertetése során az alábbi munkákat vettük figyelembe: G. Furrázola Bermudez et al. (1964), M. T. Kozáry (1968), Nagy E. (1972), A. L. Knipper—R. Cabrera (1974), G. Pardo (1975), M. A. Iturralde Vinent (1975, 1981), A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), J. F. Albear et al. (1977), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), I. Kanchev et al. (1978), M. L. Szomin (1979), K. Piotrowska et al. (1981), E. Belmustakov et al. (1981), Nagy E. et al. (1983), A. Pszczolkowski—J. F. Albear (1983), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), E. Fonseca (1984a, b), E. Fonseca et al. (1984), E. Fonseca et al. (1984), I. Haydoutov et al. (1984), M. A. Iturralde Vinent et al. (1984), V. Zamarasky—M. Kudelaskova (1984).

A négyes tagolódású ofiolitos összetétel ideális rétegsora E. Belmustakov et al. (1981), E. Fonseca (1984a, b), E. Fonseca et al. (1984), I. Haydoutov et al. (1984), M. A. Iturralde Vinent et al. (1984), V. Zamarasky—M. Kudelaskova (1984) alapján a következő:

Legmélyebb helyzetűek az úgynevezett metamorf ultrabázitok (peridotitok), amelyek túlnyomórészt szerpentinisedett harzburgitokból, alárendeltbben lherzolitokból, piroxenitokból, dunitekből, illetve wehrlitekből, websteritekből állnak.

Felettük helyezkednek el a kumulatív bázitok, amelyeket az olivin és amfibolgabbrók, troktolitok, anortozitok képviselnek.

Részben az előbbieket harántolja, részben azok felett helyezkedik el a párhuzamos bázisos telérek együttese. Ezek anyaga diabáz, gabbró-diabáz, mikrogabbró.

Végül a szelvény felső részét alkotják a bázisos effuzívumok (bazaltok, effuzív diabázok) és az ezekhez kapcsolódó, kisvastagságú pelitomorfi mélytengeri üledékek. Ez utóbbiakat rendszerint gyengén metamorfizált, laminált mészkövek, radiolaritok és argillitek építik fel.

Az ofiolitos összlet teljes vastagsága E. Fonseca (1984a, b) E. Fonseca et al. (1984), E. Fonseca et al. (1984) szelvényrekonstrukciói alapján 3–4 km közötti, amiből a metamorf ultrabázitoké kb. 1,5 km, a kumulatív bázitoké és párhuzamos bázisos teléreké együttesen 1,0–1,5 km, míg a bázisos effuzívumok és a mélytengeri üledékek együttes becsült vastagsága hozzávetőlegesen 0,5–1,0 km.

Az ofiolitos összlet kora és genetikája az irodalmi adatok alapján vitatott kérdés. Az ofiolitokból származó törmelékanyagot Kuba területén eddig az alábbi három rétegtani szintből írtak le:

- középső—felső jura határon (G. Furrázola Bermudez et al. 1964)
- a felső kréta cenomán korú vulkanogén-üledékes összletben (P. Bronimann—D. Rigassi 1963, J. F. Albear et al. 1977, M. A. Iturralde Vinent 1981)
- felső kréta kampán-maastrichti korú terrigén-vulkanogén formációk bázisán (többek között: (G. Furrázola Bermudez et al. 1964, A. F. Adamovich—V. D. Chejovich 1964, 1965, A. F. Adamovich—V. D. Csehovics 1964, A. L. Knipper—R. Cabrera 1974, A. Pszczolkowski et al. 1975, Nagy E. et al. 1976, I. Kanchev et al. 1978, G. Furrázola Bermudez et al. 1978, K. Piotrowska et al. 1981, E. Belmustakov et al. 1981, Nagy E. et al. 1983)

Ennek alapján a szerzők nagyobb része az ofiolitok korát törmelékanyaguk megjelenésével közel azonos idejűnek tekinti és a felső krétán belül (cenomán?—szanton) rögzíti.

Más szerzők viszont az ofiolitos asszociáció legfelső effuzív része és azokkal együtt fellépő óceáni üledékek közötti időbeni kapcsolatot kiemelve az ofiolitok jura (pretiton—titon) — M. A. Iturralde Vient (1975, 1981), E. Belmustakov et al. (1981), M. A. Iturralde Vinent et al. (1984) — felső jura—alsó kréta (C. W. Hatten—A. A. Meyerhoff 1970, G. Pardo 1975, E. Fonseca 1984a, b, E. Fonseca et al. 1984) korát hangsúlyozzák. A Karib-régióra vonatkozóan hasonló álláspontot képvisel G. L. Freeland—R. S. Dietz (1971), P. H. Mattson (1973), P. J. Fox—B. C. Heezen (1975), T. W. Donnelly (1975), V. E. Hain (1979), M. L. Szomin (1979) és A. G. Ryabukhin et al. (1984).

Az ofiolitok genetikájára vonatkozó koncepciókat (intruzív és/vagy protruzív, óceáni kéreg) nem kívánjuk elemezni. Magunk részéről azoknak a szerzőknek a véleményét fogadjuk el, akik az ofiolitos asszociációt óceáni kérgen kialakultnak, tehát az óceáni litoszféra-szelvények részének tekintik (M. T. Kozáry 1968,

G. L. Freeland—R. S. Dietz 1971, Nagy E. 1972, A. L. Knipper—R. Cabrera 1974, C. Pardo 1975, M. A. Iturralde Vinent 1975, 1981, 1983, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, T. W. Donnelly 1975, V. E. Hain 1979, M. L. Szomin 1979, E. Belmustakov et al. 1981, R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983, E. Fonseca 1984a, b, E. Fonseca et al. 1984, I. Haydoutov et al. 1984, M. A. Iturralde Vinent et al. 1984, A. G. Ryabukhin et al. 1984).

Vulkáni iv
Zaza öv

A vulkáni iv Zaza övébe tartozó formációk Kuba egész területén mind felszínen mind felszín alatt általános elterjedésűek. Jellemzésükhöz az alábbi munkákat használtuk fel: G. Furrázola Bermudez et al. (1964), K. M. Khudoley (1967a, b), C. M. Judoley—G. Furrázola (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), Nagy E. (1972), P. H. Mattson (1973), P. J. Fox—B. C. Heezen (1975), G. Pardo (1975), M. A. Iturralde Vinent (1975, 1981, 1983, 1984a), A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), D. P. Coutin—Nagy E. 1976, G. Millan—M. L. Somin (1976, 1984a, b), M. L. Somin—G. Millan (1977, 1981), J. F. Albear et al. (1977), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), I. Kanchev et al. (1978), V. Sz. Sejn et al. (1978), V. E. Hain (1979), M. L. Szomin (1979), V. Zelepugin et al. (1980), E. Belmustakov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981), V. N. Zelepugin et al. (1982), A. Pszczolkowski—J. F. Albear (1983), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), J. Cobiella (1984), B. Echevarria et al. (1984), E. Fonseca (1984a, b), E. Fonseca et al. (1984), G. Millan et al. (1984a, b), I. Haydoutov (1984), I. Haydoutov et al. (1984), M. Iturralde Vinent—T. Mari (1984), D. De Villavilla Lilivati et al. (1984), A. G. Ryabukhin et al. (1984), Nagy E. et al. (1983), D. Tchounev et al. (1984).

A felső jura (titon)—felső kréta (szanton) időintervallumot felelő, nagyvastagságú, szigetiv jellegű, vulkanogén, vulkanogén-üledékes formációkat az idézett munkák alapján — ideális szelvényként értelmezve — az alábbi három nagyobb formációcsoportba soroljuk:

- felső jura (titon)—alsó kréta (neokom-apiti-alsó?) korú bázisos vulkanogén formációk
- felső kréta (alsó?—cenomán-turon?) korú, bázisos-neutrális vulkanogén-üledékes formációk
- felső kréta (alsó?—cenomán-turon?) korú, neutrális-savanyú vulkanogén-üledékes formációk

A felső jura (titon)—alsó kréta (neokom-apiti-alsó?) vulkanogén formációk — G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Pardo (1975), J. F. Albear et al. (1977), V. Sz. Sejn et al. (1978), I. Kanchev et al. (1978), V. Zelepugin et al. (1980), E. Belmustakov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981), V. N. Zelepugin et al. (1982), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), A. Pszczolkowski—J. F. Albear (1983), M. A. Iturralde Vinent—T. Mari (1984)

adatai szerint — túlnyomórészt mélytengeri, bázisos effuzívumokból (bazalt, diabáz), s alárendelten ezekhez kapcsolódó szintén mélytengeri kovás-karbonátos-terrigén üledékekből (radiolarit, laminált mikrites mészkő és agyagpala) állnak. Ezekkel analóg képződményeknek tekintjük a Nagy E. et al. (1976), G. Millan—M. L. Somin (1976), M. L. Somin—G. Millan (1977), M. L. Szomin (1979), G. Millan et al. (1984a, b) és Nagy E. et al. (1983) által Kelet-illetve Közép-Kubából leírt, különböző fokú regionális metamorfózist szenvedett bázisos metavulkanitokat és metaüledékeket. A formációcsoportba tartozó effuzívumok areális jellegűek és differenciálatlan, óceáni tholeites bazaltoknak minősíthetők (M. A. Iturralde Vinent 1975, Nagy E. et al. 1976, V. Zelepugin et al. 1980, E. Belmustakov et al. 1981, V. N. Zelepugin et al. 1982, A. Pszczolkowski—J. F. Albear 1983, E. Fonseca 1984a, b, Fonseca et al. 1984, M. A. Iturralde Vinent—T. Mari 1984, D. Tchounev et al. 1984, A. G. Ryabukhin et al. 1984).

A felső kréta (albai?—cenomán-turon?) korú vulkanogén-üledékes formációkat G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Pardo (1975), Nagy E. et al. (1976), J. F. Albear et al. (1977), V. Sz. Sejn et al. (1978), I. Kanchev et al. (1978), V. Zelepugin et al. (1980), E. Belmustakov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981), V. N. Zelepugin et al. (1982), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), Nagy E. et al. (1983) adatait felhasználva írjuk le.

A vulkani ív felső jura—alsó kréta zömmel vulkanogén formációival szemben ezekre jellemző a nagymértékű litológiai és faciális változékonyság. Csökken a lávaközetek mennyisége és összetétele andezites-bazaltos-(dácitos). Nagymértékben megnő a piroklasztikumok és üledékek aránya. A durva-finomtörmelékes piroklasztikumok és turbidites vulkanomikt üledékek túlnyomórészt andezites jellegűek. Az üledékek főleg terrigén flis fáciesűek, míg a szórványos karbonátok javarészt sekélytengeri kifejlődésűek. A korábbiakhoz képest alárendeltek a mélytengeri (óceáni) karbonátos-kovás üledékek. A szubmarin vulkanitok mellett megjelennek a szubaerikusak is. Az idesorolt lávaközetek részben areális, részben centrális jellegűek és az erősen differenciált szubalkáli-alkáli szériába tartoznak.

A felső kréta (turon-coniac-szanton) korú vulkanogén-üledékes formációkat — a fent idézett szerzők adatai alapján — szintén az erőteljes litológiai és faciális diverzitás jellemzi. Alárendelt a lávaközetek mennyisége és ezek túlnyomórészt andezites-dácitos-(riolitos) összetételűek. Továbbra is jellemző a finomdurvatörmelékes, andezites-dácitos piroklasztikumok, illetve az üledékek jelentős szerepe. Az üledékek között egyaránt vannak terrigén molassz és flis, illetve karbonátos, sekélytengeri fáciesűek. Uralkodóvá válnak a szubaerikus, illetve a kis vízmélységű szubmarin vulkanitok és a vulkanizmus összességében centrális jellegű. Az idesorolt differenciált vulkanitokat I. Haydoutov (1984), D. Tchounev et al.

(1984) mészkáli jellegűnek tekinti, míg V. N. Zelepugin et al. (1982) az alkáli szériába sorolja.

Összefoglalóan a Zaza öv vulkáni ívébe tartozó formációkra vonatkozó legfontosabb megállapításaink a következők:

- a felső jura—felső kréta vulkanogén, vulkanogén-üledékes formációk óceáni aljzaton kialakult vulkáni szigetív képződményei (Nagy E. 1972, P. H. Mattson 1973, G. Pardo 1975, T. W. Donnelly 1975, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, M. A. Iturralde Vinent 1975, 1981, 1984a, Nagy E. et al. 1976, D. P. Coutin—Nagy E. 1976, J. F. Albear et al. 1977, V. Sz. Sejn et al. 1978, I. Kanchev et al. 1978, V. E. Hain 1979, M. L. Szomin 1979, V. Zelepugin et al. 1980, E. Belmustakov et al. 1981, V. N. Zelepugin et al. 1982, T. A. Jackson et al. 1983, Nagy E. et al. 1983, A. Pszczolkowski—J. F. Albear 1983, R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983, E. Fonseca 1984a, b, E. Fonseca et al. 1984, E. Fonseca et al. 1984, I. Haydoutov et al. 1984, I. Haydoutov 1984, D. Tchounev et al. 1984, A. G. Ryabukhin et al. 1984).
- a szigetív kialakulása óceáni lemezek szubdukciójának következménye (B. Malfait—M. Dinkelmann 1972, Nagy E. 1972, P. H. Mattson 1973, M. A. Iturralde Vinent 1975, T. W. Donnelly 1975, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, V. E. Hain 1979, E. Belmustakov et al. 1981, T. A. Jackson et al. 1983, I. Haydoutov 1984, A. G. Ryabukhin et al. 1984) és fejlődésében három szakasz jelölhető ki
- e három fejlődési szakasz folyamán a kezdeti szubmarin (óceáni) bázisos, areális vulkanizmust fokozatosan szubmarin (sekélytengeri)—szubaerikus, neutrális-savanyú, centrális vulkanizmus váltja fel. Ezzel párhuzamosan a korai, differenciálatlan tholeites bazaltokat felfelé, az alkáli, alkáli-mészalkáli szériába tartozó erősen differenciált vulkanitok helyettesítik (Nagy E. et al. 1976, V. N. Zelepugin et al. 1980, E. Belmustakov et al. 1981, V. N. Zelepugin et al. 1982, T. A. Jackson et al. 1983, I. Haydoutov 1984, I. Haydoutov et al. 1984, D. Tchounev et al. 1984)
- az ide tartozó formációk becsült, együttes eredeti vastagsága egyes szerzők (G. Furrázola Bermudez et al. 1964, G. Furrázola Bermudez et al. 1978, K. M. Khudoley 1967a, C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez 1971, Nagy E. et al. 1976) szerint 3500—4500—5000—6000 m közötti, míg más szerzők (I. Kanchev et al. 1978, E. Belmustakov et al. 1981, G. Millan—M. L. Somin 1981, R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983) 9000—10 000—12 000—15 000—16 000 m közötti értékeket valószínűsítene.

Intruzív komplexum

A vulkáni ív intruzív komplexumába tartozó képződmények jelenleg Közép- és Kelet-Kuba területén ismertek. Itt az ofiolitos övtől délre

helyezkednek el, mintegy 450 km hosszúságú, néhány km—néhány 10 km szélességű intruzióláncokat alkotva. A kubai előfordulások összefoglaló ismertetésekor az alábbi munkákra támaszkodunk: G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), K. M. Khudoley (1967a), A. A. Meyerhoff et al. (1969), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), E. Tolkunov—R. Cabrera (1972), Nagy E.—Radócz Gy. (1973), M. A. Iturralde Vinent (1975, 1981), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), J. F. Albear et al. (1977), M. L. Somin—G. Millan (1977), V. Sz. Sejn et al. (1978), I. Kanchev et al. (1978), I. Shevchenko et al. (1979), V. E. Hain (1979), E. Belmustakov et al. (1981), E. Dimitrova (1981), K. Piotrowska et al. (1981), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), D. Tchounev et al. (1984), O. Eguipko et al. (1984), V. Pavlov et al. (1984), M. Perez et al. (1984), K. Sukar et al. (1984).

A petrográfiai szempontból rendkívül változatos kőzetek túlnyomórészt neutrális (diorit, kvarcdiorit) és neutrális-savanyú (granodiorit~trondheimit), alárendeltebben savanyú (gránit, plagiogránit~tonalit), illetve neutrális-bázisos (gabbródiorit) összetételűek. Rendszeresen előfordulnak alkáli változatok (szenit, monzonit, kvarcmonzonit) is. A leggyakoribb telérfaciesű kőzetek (dioritporfir, kvarcdioritporfir, granodioritporfir, plagiogránit porfir) mellett ismeretek savanyú, leukokrata (aplit, leukogránitporfir), illetve bázisos melanokrata (spessartit, odinit, lamprofir) típusok is.

Az erősen differenciált és petrokémiailag nagyon variábilis intruzív komplexumot E. Belmustakov et al. (1981), E. Dimitrova (1981) hipabisszikus, polifaciális és policiklikus plutóni öv részének tekinti. Kiemelik annak erősen kontaminált voltát, mészkáli (-alkáli) jellegét és a szigetivel való komagmatikus kapcsolatát. Az intruzív összlet és a mellékközeete határán kb. kilométeres nagyságrendű kontakt-metamorf udvar alakult ki jellegzetes szaruszírt ásványtársasággal (Nagy E.—Radócz Gy. 1973, E. Belmustakov et al. 1981.)

A formáció kora egyrészt a hagyományos rétegtani módszerekkel, másrészt a radiometrikus mérések révén rögzíthető. G. Furrázola Bermudez et al. (1964), A. A. Meyerhoff et al. (1969), C. M. Judoley—Furrázola Bermudez (1971), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), J. F. Albear et al. (1977), I. Kanchev et al. (1977), I. Kanchev et al. (1978), E. Belmustakov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981) adatai szerint az ebből származó kavicok először a (felső kampáni)-maastrichti üledékek bázisán jelennek meg, rögzítve annak pre(felső kampáni)-maastrichti felső korhatárát. A szórványos (30 db), K/Ar módszerű radio-metrikus kormeghatározások (A. A. Meyerhoff et al. 1969, E. Tolkunov—R. Cabrera 1972, Nagy E. et al. 1976, Nagy E. et al. 1983, M. L. Somin—G. Millan 1977, I. Shevchenko et al. 1979, I. Kanchev et al. 1978, E. Dimitrova 1981, V. Pavlov et al. 1984, M. Perez et al. 1984) alapján kijelölhető „átlagos kor”

$79,0 \pm 6,0$ millió év/ $61,0 \pm 5,0$ és $100,0 \pm 10,0$ millió éves szélső értékek mellett). Ez a kor (felső conaica—szanton—alsó kampán) jó összhangban van a Közép-Amerikából, a Nagy és Kis Antillák számos lelőhelyéről közölt 80 millió év körüli adatokkal (többek között H. H. Wilson 1974, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, C. Bowin 1975, D. Arden 1975, J. F. Lewis 1977).

A vulkáni ív tengelyében húzódó geoantiklinális helyzetű intruzív komplexumot B. T. Malfait—M. G. Dinkelmann (1972), Nagy E. (1972), P. H. Mattson (1973, 1977), M. A. Iturralde Vinent (1975), P. J. Fox—B. C. Heezen (1975), V. E. Hain (1979), E. Belmustakov et al. (1981) értelmezését elfogadva, s V. Sz. Sejn et al. (1978), V. G. Bovenko et al. (1979, 1980) adatait figyelembe véve D—DNY/45—70° dőlésű Benioff öv mentén végbement szubdukciónál hozzuk kapcsolatba.

1.4 Kváziplatform és második vulkáni ív szakasz (Cr₂kampán—Pg₂)

A sziget eme fejlődési szakaszába tartozó formációkat — kidolgozatlan szerkezeti-faciális zónáció és model hiányában — az üledékfelhalmozódás jellegétől függően, összevontan tárgyaljuk. Ennek megfelelően Kuba egész területére vonatkozóan az alábbi egységeket különítettük el:

- diszkordáns településű kontinentális* medencék
 - diszkordáns településű óceáni** medencék
- Ezek mellett a Kelet-Kubai óceáni vulkáni ív formációit a következő egységekbe soroltuk:

- Cauto öv
- Intruzív komplexum

A fejlődési szakasz legfontosabb megkülönböztető bélége, hogy formációi regionális szerkezeti diszkordanciával és hiátussal települnek az idősebb szakaszokba tartozó szerkezeti faciális egységek képződményein. Ennek a határfelületnek meg kell lennie a második vulkáni ív fekéjében is, annak ellenére, hogy jelenleg még nem igazolt.

Az ezen fejlődési szakaszba tartozó, rendkívül változatos összetételű és genetikájú formációk összefoglaló ismertetéséhez az alábbi munkákat használtuk fel: A. F. Adamovich—V. D. Chejovich (1964, 1965), G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), K. M. Khudoley (1967a, b), V. I. Finko et al. (1967), V. I. Finko et al. (1967), Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell Cortina (1967), A. A. Meyerhoff et al. (1969), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), B. T. Malfait—M. G. Dinkelmann (1972), Nagy E. (1972), P. H. Mattson (1973, 1977), A. L. Knipper—R. Cabrera (1974), A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten (1974), G. Pardo (1975), P. J. Fox—B. C. Heezen (1975), T. W. Donelly (1975), M. A. Iturralde Vinent (1975, 1977a, b, 1981, 1983, 1984a, b), A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983, D. P. Coutin—Nagy E. (1976), J. F. Albear et al. (1977), Brezsnýánszky K.—M. A. Iturralde Vinent (1978, 1983), I. Kanchev et al. (1978), V. Sz. Sejn et al. (1978), J. M. Pusarovszkij (1979), V. E. Hain (1979), E.

*kontinentális medencéknek nevezzük a korábbi fejlődési szakasz szerkezeti egységeibe tartozó formációk felett kialakult szárazföldi-epikontinentális üledékgyűjtőket

**óceáni medencéknek nevezzük a hasonló helyzetű mélytengeri üledékgyűjtőket

Belmustakov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981), A. Pszczolkowski—J. F. Albear (1982), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), Radócz Gy.—Nagy E. (1983), J. L. Cobiella (1983), J. L. Cobiella et al. (1984), S. Gil—D. Carcia (1984), A. G. Ryabukhin et al. (1984), A. Pszczolkowski—R. Flores (1984), J. F. Albear et al. 1984).

1.4.1 Kontinentális egységek (medencék)

A diszkordáns településű kontinentális medencék rétegsorára jellemző, hogy:

- a jelenlegi és eredeti elterjedésük az óceáni medencék szegélyzónáira, illetve bázisszintjeire korlátozódik
- az alsó és felső határfelületük regionális szerkezeti diszkordancia és ahhoz kapcsolódó hiátus
- a transzgresszív településű, litológiaiag rendkívül változatos formációk (terrigén, terrigén-karbonátos, karbonátos, terrigén-karbonátos-vulkanogén) építik fel, s ezek bázisszintjeiben rendszerint helyi törmelékanyagból álló konglomerátumok találhatók
- a szinkron neutrális-savanyú vulkanizmust jelző finomtörmelékes piroklasztikumok elsősorban a paleocén és alsó—(középső?) eocén formációkból ismertek
- uralkodnak az epikontinentális jellegű, nagy faciális diverzitású formációk, míg az átmeneti, illetve kontinentális fáciesű formációk hiányoznak vagy alárendeltek
- a szerves anyag és foszfortartalom viszonylagos dúsulása figyelhető meg egyes kampán-maastrichti (Micara, Rodrigo) és az (alsó)—középső eocén korú (Perla, Peñon, Saraguayacán) formációkban
- a formációkkal egyidős mállási kérgekre utaló nyomok (paleotalajok, vörös agyagok, bauxitos agyagok és az ofiolitos asszociáció, valamint az idősebb vulkáni ív közeiteinek mállott törmelékdarabjai) találhatók több kampán-maastricht (San Juan, Guanaja, Esperanza, Cantabria, San Pedro, Picota, Micara, Jimaguayu, Gibara, Remedios), illetve középső eocén korú (Loma Candela, Alvarez, Charco Redondo) formációban
- fejlődésükben három szakasz (felső kréta—kampán-maastricht, paleocén és alsó—középső eocén) jelölhető ki, amelyeket helyi értékű diszkordanciafelületek választanak el egymástól
- vastagságuk az óceáni medencék rétegsoraihoz képest mindenképpen redukált, azonban csak nagyságrendben becsülhető. Elfogadva az A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1977), I. Kanchev et al. (1978), E. Belmustakov et al. (1981) és K. Piotrowska et al. (1981) által közölt adatokat 500—1500 m közötti teljes vastagságértékek valószínűsíthetők.

1.4.2 Óceáni egységek Óceáni medencék

A diszkordáns településű óceáni medencék rétegsorainak általános jellemzői a következők:

- a sziget egész területén — felszínen és felszín alatt egyaránt — általános elterjedésűek
- az ide tartozó transzgresszív formációk alsó és felső határa szintén regionális diszkordanciafelület, illetve azzal kapcsolatos jelentős üledékhézag
- változatos litológiai összetételű (uralkodóan terrigén, terrigén-vulkanogén, terrigén-karbonátos, terrigén-karbonátos-vulkanogén, alárendelten karbonátos, karbonátos-kovás) formációk építik fel, s ezek bázisán szinte kivétel nélkül a közvetlen fekvő közeiteiből álló lejtőbreccsák (~vadflis) települnek (Ancon, Paso Abierto, Venero, Feliz, Amaro, Lutgarda, Vega, Grande, Embarcadero, Haticos, Picota formáció)
- a formációkkal szinkron ugyancsak neutrális-savanyú vulkanizmust jelző, finomtörmelékes piroklasztikumok a teljes szelvényben jelentkeznek. Határozott maximumuk van a paleocén és az alsó—középső eocén formációkban. Arányuk és mennyiségük nyugatról kelet felé, illetve északról dél felé haladva növekvő
- uralkodó szerepűek a lejtő (flis) üledékek nagymértékű faciális változékonysággal és jellegzetes üledékföldtani bélyegeikkel (Peñalver, Via Blanca, Pica Pica, Mercedes, Via Crucis, Madruga, Bacunayagua, Apolo, Alkazar, Capdevila, Universidad, Nazareno, Lesca, Senado, Vega, Vega Alta, Hatillo, Monos, Falcon, Ochoa, Blanquizar, Ranchuelo, Vaqueria, Lebrija, Taguasco, Siguaney, Bijabo, Meyer, Loma Igua, Vertientes, Guacanamara, Vigía, Rancho Bravo, Picota, Haticos, Gran Tierra, Miranda, Barrancas formáció). Az ezekhez kapcsolódó olisztosztrómák részben az idősebb formációkból, részben az üledékekkel közel egyidős epikontinentális formációkból származnak.
- a valószínűleg folyamatos rétegsorban a kontinentális medencék diszkordanciáival korrelatív határfelületek, markerek jelenleg nem jelölhetők ki
- vastagságuk a kontinentális medencék képződményeinek többszöröse és A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), J. F. Albear et al. (1983), J. F. Albear et al. (1977), I. Kanchev et al. (1978), E. Belmustakov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981) alapján 1000—4000 m közötti teljes vastagságértékek becsülhetők.

Vulkáni ív Cauto öv

A vulkáni ív Cauto övének vulkáni és vulkáni-üledékes képződményei felszínen és felszín alatt Kelet-Kubára (Sierra Maestra) korlátozódnak. Az idesorolt képződmények összefoglaló ismertetésekor az alábbi munkákra támaszkodunk: G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), A. A. Meyerhoff et al. (1969), C. M. Judoley—G.

Furrazola Bermudez (1971), *C. M. Judoley*—*A. A. Meyerhoff* (1971), *Nagy E.* (1972), *O. Eguipko* et al. (1976), *O. Eguipko* et al. (1984), *P. H. Mattson* (1977), *M. A. Iturralde Vinent* (1975, 1981, 1984a), *Nagy E.* et al. (1976), *Nagy E.* et al. (1983), *D. P. Coutin*—*Nagy E.* (1976), *Brezsnyánszky K.*—*M. A. Iturralde Vinent* (1978, 1983), *V. Sz. Sejn* et al. (1978), *J. L. Cobiella* (1979), *V. E. Hain* (1979), *R. Cabrera*—*F. Formell Cortina* (1983), *Gyarmati P.* (1983), *Gyarmati P.*—*A. Brito* (1983), *J. L. Cobiella* (1983), *J. Cobiella* et al. (1984), *J. L. Cobiella*—*J. R. Perez* (1984), *V. Pavlov* et al. (1984), *M. Perez* et al. (1984), *T. Soto* et al. (1984). Ezek alapján kiemeljük hogy:

- a vulkáni ív formációi az idősebb vulkáni ívtől eltérő, diszkordáns szerkezeti csapásúak (NYDNY—KÉK) és olyan antiklinális szerkezetet formálnak, amelyet északon és délen egyaránt jelentős mélytörések határolnak (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *D. P. Coutin*—*Nagy E.* 1976, *J. L. Cobiella* et al. 1984)
- a túlnyomórészt vulkanogén-üledékes, kisebbrészt vulkanogén összletre jellemző a nagymértékű litológiai és faciális változékonyság (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *J. Cobiella* 1979, *Brezsnyánszky K.*—*M. A. Iturralde Vinent* 1978, 1983). A vulkanitok zömmel andezites összetételűek, s alárendeltek a dácitos-riolitos, illetve bazaltos közettípusok (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *O. Eguipko* et al. 1976)
- a lávaközetek és a durvatörmelések piroklesztikumok összességükben az antiklinális szerkezet tengelyzónájában csoportosulnak, mintegy 30 km-es csapásmenti sávot alkotva. Ez az öv egyben a fő vulkáni centrumokat is magában foglalja (*Brezsnyánszky K.*—*M. A. Iturralde Vinent* 1978, 1983, *J. L. Cobiella*—*J. R. Perez* 1984)
- a nagyvastagságú finomtörmelékes piroklasztikumok (~Pilon tagozat) a vulkáni ív tengelyétől északra helyezkednek el, s gyakoriak bennük az óceáni lejtőüledékekre jellemző szedimentológiai bélyegek (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *D. P. Coutin*—*Nagy E.* 1976, *Brezsnyánszky K.*—*M. A. Iturralde Vinent* 1978, 1983, *J. Cobiella* 1979, *J. L. Cobiella*—*J. R. Perez* 1984)
- a vulkanizmus összességében inkább centrális jellegű és egyaránt előfordulnak szubmarin, illetve szubaerikus kifejlődések is
- a differenciált vulkanitok között vannak tholeites, alkáli és mészkalkáli típusok is (*Nagy E.* et al. 1976, *O. Eguipko* et al. 1976). azonban ezek fejlődési trendje, egymáshoz való viszonya tisztázatlan
- a vulkanizmus kora a vulkanitok rétegtani fekéje és fedője alapján felső kréta (maastricht)—középső eocén időintervallumot öleli fel (*G. Furrazola Bermudez* et al. 1964, *G. Furrazola Bermudez* et al. 1978, *Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *Brezsnyánszky K.*—*M. A. Iturralde Vinent* 1978, 1983). Ezt a kor jelzi a *Nagy E.* et al. (1976)

által közölt $53,0 \pm 6,0$ millió éves radiometrikus koradat is

- az óceáni (*V. Sz. Sejn* et al. 1978) esetleg szubóceáni (*J. L. Cobiella* et al. 1984) aljazaton kialakult vulkáni ív képződményei a déli dőlésű Benioff öv mentén lezajlott szubdukcióval (*Nagy E.* 1972) hozhatók kapcsolatba
- a vulkáni képződmények becslött maximális vastagsága 5000–6000 m-re tehető és észak felé rohamosan néhány 100 m-re csökken (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *Brezsnyánszky K.*—*M. A. Iturralde Vinent* 1978, 1983, *J. L. Cobiella*—*J. R. Perez* 1984).

Intruzív komplexum

A vulkáni ív intruzív komplexumának jellemzéséhez a korábban megadott forrásmunkákat használtuk fel. Ezek alapján megállapítható, hogy:

- felszíni és felszín alatti előfordulásai a Sierra Maestra antiklinálisának tengelyében, mintegy 15 km szélességű sávban észlelhetők (*G. Furrazola Bermudez* et al. 1964, *Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *J. L. Cobiella*—*J. R. Perez* 1984)
- a változatos petrográfiai összetételű kőzetek zömmel neutrális (diorit, kvarcdiorit) és neutrális-savanyú (granodiorit), alárendelten savanyú (plagiogránit~tonalit), illetve neutrális-bázisos (gabbrodiorit) típusokból állnak. A telérációs kőzetek között a leggyakoribbak a dioritporfir, kvarcdioritporfir, granodioritporfir és plagiogránitporfir. Viszonylag ritkábbak az aplit és leukogránit, valamint spessartit telérek (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *O. Eguipko* et al. 1976, *O. Eguipko* et al. 1984, *Gyarmati P.* 1983, *M. Perez* et al. 1984)
- az idetartozó polifaciális, policiklikus kőzetek erősen differenciált, mészkalkáli(-alkáli) jellegű magmatizmus termékei (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983, *O. Eguipko* et al. 1976, *O. Eguipko* et al. 1984, *Gyarmati P.* 1983, *M. Perez* et al. 1984, *T. Soto* et al. 1984)
- az intruzív összlet és a mellékkőzetek határán jelentős vastagságú kontaktmetamorf öv alakult ki jellegzetes szaruszirt ásványasszociációval (*Nagy E.* et al. 1976, *Nagy E.* et al. 1983)
- szoros genetikai kapcsolat van a szigetív vulkáni (effuzív-szubvulkáni) fáiasei és az intruzív komplexum között (*Gyarmati P.*—*A. Brito* 1983)
- kora a települési helyzete, valamint a szórványos (10 db) K/Ar módszerű radiometrikus mérések (*N. Lavrerov*—*R. Cabrera* 1967, *A. A. Meyerhoff* et al. 1969, *Nagy E.* et al. 1976, *Gyarmati P.* 1983, *M. Perez* et al. 1984) alapján maximálisan a középső—felső eocén intervallumot ölelheti fel. A számított „átlagos kor” $45,0 \pm 4,0$ millió év ($39,0 \pm 4,0$ és $58,0 \pm 8,0$ millió éves szélső értékek mellett).
- elfogadva *Nagy E.* (1972) modelljét, az intruzív komplexumot déli dőlésű Benioff öv

mentén kiteljesedett szubdukció eredményeként értelmezzük.

1.5 Fialat platform szakasz (Pg_2^3 —Q)

Az ezen fejlődési szakaszba tartozó formációkat — kidolgozatlan szerkezeti facialis zónáció hiányában — az üledékfelhalmozódás jellegétől függően szintén összевontan tárgyaljuk. A korábban alkalmazott gyakorlatnak megfelelően itt is az alábbi egységeket különítettük el:

- diszkordáns településű kontinentális medencék
- diszkordáns településű óceáni medencék

A fenti medencetípusok eloszlásától és kifejlődésétől függően a fiatal platform fejlődésében a következő két alszakasz jelölhető ki:

- az első — felső eocén — miocén időintervallumot felölölő alszakasz, amelyre a kontinentális és részben óceáni medencék együttes jelenléte jellemző
- a második — pliocén — recens fejlődési alszakasz — amelyre a kontinentális medencék kizárólagos léte és az óceáni medencék teljes hiánya jellemző

A fiatal platform szakaszba tartozó formációk lényeges közös tulajdonsága, hogy regionális diszkordanciával és hiátussal települnek a korábbi szerkezeti facialis egységek képződményein és ugyancsak regionális értékű diszkordancia felület, illetve üledékhézag választja el a második alszakasz formációit az első alszakaszba tartozóaktól.

1.5.1 Első szakasz (Pg_2^3 —N₁)

A fiatal platform fejlődésének első szakaszába tartozó **formációk** összefoglaló jellemzéséhez az alábbi munkákat használtuk fel: A. F. Adamovich—V. D. Chejovich (1964, 1965), A. F. Adamovich—V. D. Csehovics (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), V. I. Finka et al. (1967), V. I. Finko et al. (1967), Y. Y. Buguelskiy—F. Formell Cortina (1967), K. M. Khudoley (1967a), V. I. Pokrishkin (1967), A. De La Torre (1968, 1972), M. A. Iturralde Vinent (1969, 1971, 1972a, b, 1975, 1977a, b, 1979, 1981, 1983, 1984a, b), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), F. Formell (1972, 1976), B. T. Malfait—M. C. Dinkelmann (1972), Y. Y. Buguelskiy—F. Formell Cortina (1973b), J. J. Bugleszkij—F. Formell Cortina (1974), A. G. Csernyahovszkij—L. Peñalver (1974), V. I. Finko et al. (1973), E. Guerasimov et al. (1974), E. Guerasimov et al. (1976), A. L. Knipper—R. Cabrera (1974), T. W. Donelly (1975), Nagy E. et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), G. Pardo (1975), A. Pszczolkowski et al. (1977) Dudich E. (1976, 1978), J. F. Albear et al. (1977), F. Formell et al. (1977, 1983), F. Formell et al. (1984), R. Guiterrez et al. (1977), Szabó E. (1977a, b), R. Garcia Sanchez (1978), Brezsnýánszky K.—M. A. Iturralde Vinent (1978, 1983), I. Kanchev et al. (1978), V. Sz. Sejn et al. (1978), J. J. Bugelszkij (1979), V. E. Hain (1979), F. Formell Cortina—J. R. Oro (1980), N. Ponce Seoane (1980, 1982), E. Belmustakov et al. (1981), D. P. Coutin et al. (1981a, b) G. L. Franco et al. (1981, 1983), K. Piotrowska et al. (1981), Vecsernyés Gy.—N. Ponce Seoane (1981), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), G. Franco (1983a, b, c), G. L. Franco et al. (1983), N. Ponce et al. (1983), J. L. Cobiella (1983), J. L. Cobiella—J. R. Perez (1984), J. L.

Cobiella et al. (1984), V. I. Makarov (1984), A. G. Ryabukhin et al. (1984), E. Saunders—N. Ponce Seoane (1984).

Kontinentális egységek (~medencék)

A diszkordáns településű kontinentális medencék rétegsoraira általánosan jellemző, hogy:

- jelenlegi és eredeti elterjedésüket tekintve transzgresszív módon — horszt, szemi-horszt-szemigraben és graben szerkezeteket alkotva — települnek valamennyi idősebb szerkezeti facialis egységbe tartozó formáción
- alsó és felső határfelületük regionális értékű szerkezeti diszkordancia és ahhoz kapcsolódó hiátus
- rendkívül változatos litológiai összetételű formációk (terrigén, terrigén-karbonátos, karbonátos, terrigén-karbonátos-evaporitos) építik fel. A rétegsorok mélyebb (felső eocén-oligocén) részén uralkodó szerepük a terrigén és terrigén-karbonátos formációk, míg a szelvények magasabb (miocén) szakaszában elsősorban a karbonátos, karbonátos-terrigén formációk dominálnak
- teljes egészében hiányoznak a formációkkal szinkron effuzív vulkanizmus nyomai
- uralkodnak az epikontinentális jellegű, nagy facialis diverzitású formációk, s a korábbiakhoz képest jelentősebb az átmeneti, illetve kontinentális formációk szerepe
- a sziget egész területén először válnak általánossá a különböző anyaközetek (ofioliitos asszociáció, idősebb vulkáni ívek és intruzív komplexumaik, metamorfitok) felszínén kialakult in situ laterites mállási kérgék. Ezek egy része szinkron áthalmozási termékeként értelmezzük a felső eocén (Encanto, Jabaco, Damuji, Saladito, Jicotea, Las Cuevas), az oligocén (Chambas, Tinguaro, Maqyey, Camazan, Cilindro, Bitiri) és a miocén (Husillo, Güines, Cangrejas, Jaruco, Colon, Loma Triana, Manga Larga, Jia, Magantilla, Arroyo Palmas, Vazquez, Yayal, Yateras, Jagüeyes, Jucaro, Cabo Cruz) karbonátos, karbonátos-terrigén formációkban vagy azok felszínén előforduló paleotalajokat, vörös agyagokat, bauxitos agyagokat és bauxitokat. A kelet-kubai ofiolitikon kialakult latrites mállási kérgék ősmaradványokkal jelenleg datált „legidősebb” kora alsó miocén
- a szerves anyag viszonylagos feldúsulása tapasztalható egyes felső eocén korú formációkban (Nuevitas Saramaguacan, Capiro, Sagua), míg a foszfordúsulások elsősorban a miocén (Güines, Arabos, Cangrejas, Jaruco, Jucaro, Jagüeyes), másodsorban a felső eocén (Las Cuevas) korú formációkból ismertek
- evaporitjelenségek mutatkoznak néhány felső eocén (Nuevitas), oligocén (Tinguaro, Camazan, Maquey, Bitiri, Cilindro) és miocén (Colon, Arroyo Palmas, Magantilla, Jagüeyes, Yayal, Vazquez, Manzanillo) formációk esetében

- a fejlődésükben — a korábban jelzett litológiai trendnek megfelelően — két jelentősebb transzgresszív-regresszív ciklus (felső eocén—felső? oligocén és felső? oligocén —felső miocén) jelölhető ki. Ezt a két ciklust a sziget egész területén korrelatív értékű diszkordanciafelület választja el egymástól. A ciklusokon belül — régióktól függően — helyi értékű diszkordancia-felületek is kimutathatók
- a felső eocén—oligocén óceáni formációkhoz vezető faciális átmenetek tisztázatlanok, s valószínűleg az idősebb ciklus terrigén, terrigén-karbonátos formációi között kerekendő
- összvastagságuk nehezen becsülhető. Elfogadva az A. Pszczolkowski et al. (1975), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), J. F. Albear et al. (1977), I. Kanchev et al. (1978), E. Belmustakov et al. (1981) és K. Piotrowska et al. (1981), által megállapított adatokat peremi kifejlődések esetében maximum 200 m-es, medencekifejlődések esetében pedig 800—2500 m közötti vastagságértékeket tartunk valószínűnek.

Óceáni egységek (~medencék)

A diszkordáns településű óceáni medencék rétegsorainak legfontosabb közös bélyegei a következők:

- az idesorolt formációk — Kelet-Kuba kivételével — eddig csak korlátozott elterjedésben, szórványosan ismertek, s az előfordulások zöme az ofiolit övtől délre található
- az alsó és felső határfelületük regionális szerkezeti diszkordancia és ahhoz kapcsolódó hiátus
- szinte kizárólagosan transzgresszív településű terrigén formációkból (Guanajay, Conrado, Rancho Bravo, Farallon Grande, San Ignacio, Boqueron, Camarones, San Luis) állnak, s gyakoriak a lejtő (flis) üledékekre jellemző szedimentológiai jelenségek
- a formációk bázisán rendszeresek a java-részt helyi törmelékanyagból álló konglomerátumok-breccsák (~vadflis), illetve a formációkkal közel egyidős vagy idősebb kőzetekből származó olisztosztrómák
- jellemző a szinkron effuzív vulkanizmus teljes hiánya. A kelet-kubai előfordulásokban (San Luis formáció) szórványosan szubvulkáni fáciesű bazalttestek találhatók
- a korábban tárgyalt kontinentális medencék üledékeihez vezető faciális átmenetek ismeretlenek, azokkal korrelatív belső határfelületek jelenleg nem jelölhetők ki
- a formációk ősmaradványokkal datált kora felső eocén—alsó—középső(?) oligocén és becsült együttes vastagsága Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), J. F. Albear et al. (1977), I. Kanchev et al. (1978) adatai alapján hozzávetőlegesen 500—2000 m közötti
- a faciális helyzet a kelet-kubai kifejlődések révén ítélhető meg, a Brezsnjanszky K.—

M. A. Iturralde Vinent (1978, 1983) értelmezését elfogadva a felső kréta—középső eocén vulkáni ív északi előterében elhelyezkedő keskeny óceáni flismedencének minősítjük.

1.5.2 Második alszakasz (N_2 —Q)

Kontinentális egységek (~medencék)

Az idesorolt formációk összefoglaló jellemzését a következő munkák alapján adjuk: A. F. Adamovich—V. D. Chejovich (1964, 1965), A. F. Adamovics—V. D. Csehovics (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1978), A. De La Torre (1966, 1968, 1972, 1984), Y. Y. Bugelskij—F. Formell Cortina (1967), K. M. Khudoley (1967a), V. I. Pokrishkin (1967), M. A. Iturralde Vinent (1969, 1971, 1975, 1977a, b, 1979, 1981, 1982), M. Acevedo Gonzalez (1970, 1971, 1977, 1983, 1984a, b), N. Mayo (1970), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), Y. Y. Bugelskij—F. Formell (1972a, b, 1973a, b, 1974), J. J. Bugelszkij—F. Formell Cortina (1974), F. Formell (1972, 1976, 1979), F. Formell—Y. Y. Bugelskij (1972, 1974), I. P. Kartashov—N. A. Mayo (1972a, b, c, d, 1974, 1975), N. A. Mayo—L. R. Peñalver (1973, 1976), M. Acevedo—R. Guiterrez (1974), A. G. Csernyahovszkij—L. Peñalver (1974), V. I. Finko et al. (1975), E. Guerasimov et al. (1974), E. Guerasimov et al. (1976), M. Orta—V. I. Pokrishkin (1974), L. Peñalver et al. (1974), G. L. Franco (1975, 1980, 1981, 1983a, b, c, 1984a, b), A. Pszczolkowski et al. (1975), A. Sz. Jonyin et al. (1975, 1976, 1977), E. Shanzer et al. (1975, 1976), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), Dudich E. (1976, 1978), I. P. Kartashov et al. (1976), Radócz Gy.—G. Franco (1976), J. F. Albear et al. (1977), G. L. Franco et al. (1977, 1981, 1983), R. Guiterrez et al. (1977), Szabó E. (1977a, b), R. Garcia Sanchez (1978), I. Kanchev et al. (1978), V. Sz. Sejn et al. (1978), J. J. Bugelszkij (1979), V. E. Hain (1979), G. L. Franco—A. De La Torre (1980), F. Formell Cortina—J. R. Oro (1980), N. Ponce Seoane (1980, 1982), E. Belmustakov et al. (1981), I. P. Kartasov et al. (1981), K. Piotrowska et al. (1981), Vecsernyés Gy.—N. Ponce Seoane (1981), L. L. Peñalver (1982, 1984a, b), L. L. Peñalver et al. (1982a, b), L. L. Peñalver et al. (1984), Brezsnjanszky K. et al. (1983), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), G. L. Franco—Radócz Gy. (1983), G. L. Franco et al. (1983), N. Ponce Seoane et al. (1983), J. F. Albear et al. (1984), A. Barrientos—J. Rudnicki (1984), S. Dzulynski et al. (1984), F. Formell et al. (1984), R. Guerra et al. (1984a, b), R. Hartwich—G. Garcia (1984), V. I. Makarov (1984), J. Perez Lazo et al. (1984), R. Rodriguez et al. (1984), E. Saunders—N. Ponce Seoane (1984), A. De La Torre et al. (1984), A. De La Torre—E. Perez (1984), A. Zimmermann (1984).

A diszkordáns településű kontinentális medencék rétegsoraira jellemző, hogy:

- általános elterjedésük a sziget egész területén, illetve a hozzá tartozó archipelagikumban
- az alsó határfelületük regionális értékű diszkordancia és azzal kapcsolatos hiátus
- litológiai és faciológiai szempontból egyaránt rendkívül változatos formációk [terrigén, terrigén-karbonátos (-evaporitos), karbonátos, karbonátos (-evaporitos)] építik fel. Ezek között uralkodó szerepük a terrigén és karbonátos formációk, alárendeltebbek a terrigén-karbonátos formációk és szórványosak az evaporit betelepüléseket tartalmazó formációk
- az idetartozó formációk túlnyomórészt átmeneti, illetve epikontinentális fáciesűek. Jelentős továbbá a kontinentális üledékek szerepe, míg teljességgel hiányoznak az óceáni fáciesű formációk
- nincsenek szinkron effuzív vulkanizmusra utaló nyomok
- a sziget és a hozzátartozó archipelagikum területén általános elterjedésük a különböző korú és típusú anyaközeteken kialakult in situ mállási kérgék. Ezek egy része szinkron áthalmozási termékeként értelmezzük egyes terrigén (Guane, Guevara, Villaroja, Ensenada Grande), illetve karbonátos (Vedado, Morro, Casablanca, Avalo, Guanahacabibes, Punta del Este, Maya, Versalles, Jaimanitas, Santa Fe, Guanabo, Cocodrilos, Cayo Piedras, Baracoa, Camaroncito) formációkban, illetve azok felszínén előforduló paleotalajokat, vörös agyagokat, bauxitos agyagokat és bauxitokat
- a szerves anyag viszonylagos feldúsulása tapasztalható egyes bázishelyzetű terrigén formációkban (El Abra)
- az in situ és áthalmozott mállási kérgekben, valamint egyes karbonátos formációkban a foszfor relatív dúsulása figyelhető meg
- az idesorolt — különböző térszíni és genetikájú planációs felszíneken elhelyezkedő — formációk rétegtana egyelőre még kidolgozatlan és tisztázatlanok a faciális átmenetek, kapcsolatok
- a formációk vastagsága — területtől és fejlődéstől függően — rendkívül változatos. A kontinentális terrigén formációk (~in situ és áthalmozott mállási kérgék) esetében néhány m—néhány 10 m, az átmeneti-epikontinentális terrigén és terrigén-karbonátos formációk esetében néhány 10—150 m, míg az epikontinentális karbonátos formációk esetében néhány 10—100 m közötti együttes vastagságértékeket valószínűsítünk
- az idetartozó formációk összességükben tisztán platform faciális helyzetűek.

2. Fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukció

Ebben az alfejezetben a rétegsorról korábban írottak értelmezésével vázoljuk a sziget fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukciójának modelljét.

Első részben — főleg az elmúlt 25 év vonatkozó, javarészt publikált irodalma alapján — röviden is-

mertetjük a Kubára kidolgozott fontosabb fejlődéstörténeti és szerkezeti modelleket, még a második részében kerül sor az általunk elfogadott és alkalmazott fejlődéstörténeti szerkezeti rekonstrukció leírására.

A fejezet összeállításában az alábbi munkákat használtuk fel: A. F. Adamovich—V. D. Chejovich (1964, 1965), A. F. Adamovics—V. D. Csehovics (1964), G. Furrázola Bermudez et al. (1984), T. W. Donnelly (1964, 1975), E. J. Bulard et al. (1965), R. Weyl (1961, 1966), V. I. Finko et al. (1967), V. I. Finko et al. (1967), K. M. Khudoley (1967a, b), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1967), C. W. Hatten (1967), M. T. Kozáry (1968), A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten (1968), W. R. Bryant et al. (1969), G. Dengo (1969), G. Dengo—O. Bohnenberger (1969), A. A. Meyerhoff et al. (1969), P. Molnar—L. R. Sykes (1969), V. Škvor (1969), R. S. Dietz—J. C. Holden (1970), R. S. Dietz et al. (1970), G. L. Freeland—R. S. Dietz (1971, 1972), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), Le Pichon X.—P. J. Fox (1971), J. Butterlin (1972, 1974), B. Malfait—M. Dinkelmann (1972), Nagy E. (1972), P. H. Mattson (1973, 1977), A. Tollmann (1973), E. Uchupi (1973, 1975), A. L. Knipper—R. Cabrera (1974), V. I. Kuznetsov et al. (1974), A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten (1974), Y. M. Puscharovskiy—J. F. Albear (1974), K. I. Saposnyikova (1974), D. R. Seely et al. (1974), V. S. Shein et al. (1974), D. D. Arden (1975), P. O. Banks (1975), J. E. Case (1975), P. J. Fox—B. C. Heezen (1975), V. E. Hain (1975a, b, 1979), M. A. Iturralde Vinent (1975, 1977a, b, 1981, 1983, 1984a, b), G. Pardo (1975), A. Pszczolkowski et al. (1975), E. L. Ramos (1975), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), G. Millan—M. L. Somin (1976, 1981), J. Piotrowski (1976) A. Pszczolkowski (1976, 1981), J. F. Albear et al. (1977), J. Aubouin et al. (1977), J. F. Lewis (1977), M. L. Somin—G. Millan (1977), Brezsnýánszky K.—M. A. Iturralde Vinent (1978, 1983), R. Evans (1978), I. Kanchev et al. (1978), A. Moszakovszkij—H. Albear (1978), V. Sz. Sejn et al. (1978), V. G. Bovenko et al. (1979, 1980), W. R. Dickinson—D. R. Seely (1979), V. A. Levcsenko (1979), J. M. Pusarovszkij (1979), A. A. Mossakovskiy—J. F. Albear (1979), M. L. Szomin (1979), J. E. Case—T. L. Holcombe (1980), E. Belmustakov et al. (1981), I. P. Kartasov et al. (1981), A. A. Meyerhoff (1981), K. Piotrowska et al. (1981), R. E. Sheridan et al. (1981), A. Pszczolkowski—J. F. Albear (1982, 1983, 1984), R. Cabrera—F. Formell Cortina (1983), N. Ponce et al. (1983), J. L. Cobiella—J. R. Perez (1984), J. L. Cobiella et al. (1984), E. Fonseca (1984a, b), E. Fonseca et al. (1984), I. Haydoutov (1984), I. Haydoutov et al. (1984), M. A. Iturralde Vinent et al. (1984), A. G. Ryabukhin et al. (1984), A. Pszczolkowski—R. Flores (1984), J. F. Albear—R. Flores (1984), M. Perez et al. (1984), V. I. Makarov (1984), V. S. Shein et al. (1984, 1985).

2.1 A Kubára vonatkozó fontosabb fejlődéstörténeti és szerkezeti modellek

Kuba fejlődéstörténetét és szerkezetalakulását az áttekintett irodalom eltérő módon tárgyalja. Az idézett szerzők egy része a globális megközelítést alkalmazva (E. J. Bullard et al. 1965, R. S. Dietz—J. C. Holden 1970, G. L. Freeland—R. S. Dietz 1971, 1972, Le Pichon X.—P. J. Fox 1971, R. Evans 1978, A. G. Ryabukhin et al. 1984) értelmezi a Karib-régió, s ezen belül — természetesen meglehetősen vázlatosan — Kuba fejlődéstörténetét. Jelentősebb azon szerzők száma, akik — ugyan rendkívül vázlatos értelmezéssel — regionális modellek keretében vizsgálják ezt a kérdést (T. W. Donnelly 1964, 1975, R. Weyl 1961, 1966, W. R. Bryant et al. 1969, G. Dengo 1969, P. Molnar—L. R. Sykes 1969, V. Škvor 1969, R. S. Dietz et al. 1970, C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez 1971, C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff 1971, J. Butterlin 1972, 1974, B. Malfait—M. Dinkelmann 1972, P. H. Mattson 1973, 1977, E. Uchupi 1973, 1975, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, V. E. Hain 1975a, b, 1979, M. A. Iturralde Vinent 1975, J. Aubouin et al. 1977, J. F. Lewis 1977, V. L. Levcsenko 1979, J. M. Pusarovszkij 1979, M. L. Szomin 1979, A. A. Meyerhoff 1981). Végül legnagyobb ama publikációk száma, amelyek kifejezetten a sziget vagy annak egy része fejlődéstörténetét és szerkezeti rekonstrukcióját tárgyalják (G. Furrázola Bermudez et al. 1964, K. M. Khudoley 1967a, b, C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez 1967, C. W. Hatten 1967, M. T. Kozáry 1968, A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten 1968, 1974, A. A. Meyerhoff et al. 1969, P. H. Mattson 1973, Nagy E. 1972, A. L. Knipper—R. Cabrera 1974, Y. M. Puscharovszkij—J. F. Albear 1974, K. I. Saposnyikova 1974, V. S. Shein et al. 1974, G. Pardo 1975, A. Pszczolkowski et al. 1975, Nagy E. et al. 1976, Nagy E. et al. 1983, G. Millan—M. L. Somin 1976, 1981, A. Pszczolkowski 1976, 1981, J. F. Albear et al. 1977, M. A. Iturralde Vinent 1977a, b, 1981, 1983, 1984a, M. L. Somin—G. Millan 1977, Brezsnjanszky K.—M. A. Iturralde Vinent 1978, 1983, I. Kanchev et al. 1978, A. Moszakovszkij—H. Albear 1975, V. Sz. Sejn et al. 1978, A. A. Mossakovszkij—J. F. Albear 1979, E. Belmustakov et al. 1981, A. Pszczolkowski—J. F. Albear 1982, 1983, 1984, R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983, J. L. Cobiella—J. R. Perez 1984, J. L. Cobiella et al. 1984, E. Fonseca 1984a, b, E. Fonseca et al. 1984, I. Haydoutov 1984, I. Haydoutov et al. 1984, M. A. Iturralde Vinent et al. 1984, A. Pszczolkowski—R. Flores 1984, J. F. Albear—R. Flores 1984, M. Perez et al. 1984, V. I. Makarov 1984, V. S. Shein et al. 1984, 1985).

A globális és regionális összesítő munkák legnagyobb problémája, hogy a „részletekkel nem törődve” elnagyolják a sziget fejlődéstörténetét, míg a kifejezetten csak az országgal foglalkozó publikációk gyakran figyelmen kívül hagyják a régióra vonatkozó általánosítható törvényszerűségeket.

A Kubára vonatkozó vagy azt is érintő fejlődéstörténeti, szerkezeti modellek — némileg önkényes egyszerűsítéssel — az alábbi csoportokba sorolhatók:

- geoszinklinális modellek
- a geoszinklinális és lemeztektonikai modellek valamilyen mértékű kombinációja
- lemeztektonikai modellek.

A geoszinklinális modell — hagyományos értelmezését tekintve — legteljesebben G. Furrázola Bermudez et al. (1964), R. Weyl (1966), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1967), K. M. Khudoley (1967a, b), A. A. Meyerhoff—C. V. Hatten (1968, 1974), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez (1971), C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), A. L. Knipper—R. Cabrera (1974), V. I. Kuznetsov et al. (1974) munkáiban van kifejtve.

Az általuk — a korábbi adatok alapján — részben alkalmazott, részben kidolgozott időbeni fejlődéstörténeti szakaszok és szerkezeti faciális zónák kisebb-nagyobb eltérésekkel, valamint változó tartalommal nyomon követhetők vagy felismerhetők szinte valamennyi későbbi, Kubára vonatkozó szerkezeti összefoglalásban, függetlenül az alkalmazott modelltől.

E szerzők alapján Kuba fejlődéstörténetében az alábbi nagyobb szakaszok jelölhetők ki:

- prefelső jura(?)—J₁—J₂) vagy korai geoszinklinális, pregeoszinklinális fejlődési szakasz
- felső jura—középső—felső eocén/orto vagy eugeoszinklinális fejlődési szakasz a következő tagolással
- felső jura (titon)—alsó kréta kifejtett geoszinklinális szakasz
- felső kréta (cenomán-santon) késői geoszinklinális preorogén szakasz
- felső kréta (kampán-maastricht) — középső—felső eocén késői geoszinklinális színorogén (és poszorogén molassz) szakasz

A geoszinklinális fejlődési szakaszokra kidolgozott szerkezeti faciális zónáció legfontosabb egységei északról dél felé haladva az alábbiak:

- Bahama platform (~előtér, platform fácies, parageoszinklinális, miogeoszinklinális)
- Előtér süllyedék (~miogeoszinklinális, platform peremi fácies)
- Peremi kiemelkedés (~geoantiklinális, közhűlő öv, leptogeoszinklinális)
- Geoszinklinális zóna belső pozitív és negatív szerkezeti-morfológiai egységeivel (~eugeoszinklinális, eugeoszinklinális fácies)
- Déli platform egységek (~metamorfitek)

Természetesen ezeket az egységeket az idézett szerzők számos további alegységre tagolják, azonban ezek részletezésétől itt eltekintünk.

A geoszinklinális és lemeztektonikai modellek elemeinek valamilyen mértékű kombinációját alkalmazzák a következő szerzők (G. Dengo 1969, A. Pszczolkowski et al. 1975, G. Pardo 1975, Nagy E. et al. 1976, Nagy E. et al. 1983, J. F. Albear et al. 1977, I. Kanchev et al. 1978, V. Sz. Sejn et al. 1978, V. A. Levcsenko 1979, J. M. Pusarovszkij 1979, M. L. Szomin 1979,

M. A. Iturralde Vinent 1981, 1983, K. Piotrowska et al. 1981, V. S. Shein et al. 1984, 1985).

Az említett szerzők munkáit általánosítható módon értékelni gyakorlatilag lehetetlen. Több munkában találhatók utalások a geoszinklinális fejlődési szakaszt megelőző (kontinentális) riftesedésre és idős óceáni kéreg képződésére) G. Dengo 1969, A. Pszczolkowski et al. 1975, G. Pardo 1975, J. F. Albear et al. 1977, V. A. Levcsenko 1979, J. M. Pusarovszkij 1979, M. L. Szomin 1979, M. A. Iturralde Vinent 1981, 1983). A geoszinklinális fejlődési szakaszban kialakult, óceáni aljzatú szigetív-vulkanizmust tárgyalja többek között V. S. Shein et al. (1974), V. S. Shein et al. (1984, 1985), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), J. F. Albear et al. (1977), V. Sz. Sejn et al. (1978), M. A. Iturralde Vinent (1981). A szigetív-vulkanizmus zárószakaszában lezajló kollízióra vonatkozó közvetett és közvetlen utalásokat tartalmaznak, J. F. Albear et al. (1977), V. Sz. Sejn et al. (1978), Nagy E. et al. (1983) munkái. Végül kváziplatform, illetve modern (fiatal) platform fejlődési szakaszként értelmezi V. S. Shein et al. (1974), V. S. Shein et al. (1984, 1985), Nagy E. et al. (1976), Nagy E. et al. (1983), M. A. Iturralde Vinent (1977a, b, 1981, 1983), J. E. Albear et al. (1977), V. Sz. Sejn et al. (1978) a késői geoszinklinális szakasz részben szinorogén részben posztorogén fázisát, illetve a posztgeoszinklinális fejlődési szakaszt.

A lemeztektonikai modellt az említett szerzők részben globális (E. J. Bullard et al. 1965, R. S. Dietz—J. C. Holden 1970, G. L. Freeland —R. S. Dietz 1971, 1972, Le Pichon X.—P. J. Fox 1971, R. Evans 1978, A. G. Ryabukhin et al. 1984) részben regionális (T. W. Donnelly 1964, 1975, P. Molnar—L. R. Sykes 1969, S. R. Dietz et al. 1970, B. Malfait—M. Dinkelmann 1972, P. H. Mattson 1973, 1977, E. Uchupi 1973, 1975, P. J. Fox, B. C. Heezen 1975, V. E. Hain 1979, M. A. Iturralde Vinent 1975) keretekben alkalmazták.

Viszonylag kisebb azon — kifejezetten Kubával foglalkozó — munkák száma, amelyek a lemeztektonikai modellt a sziget egy részének vagy egészének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában használták fel (Nagy E. 1972, P. H. Maatson 1973, M. A. Iturralde Vinent 1975, E. Belmustakov et al. 1981, R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983, E. Fonseca 1984a, b, I. Haydoutov 1984, I. Haydoutov et al. 1984, M. A. Iturralde Vinent et al. 1984).

Ezek figyelembevételével — a korábbiakban írottakkal összhangban — Kuba lemeztektonikai értelmezésű fejlődéstörténetében az alábbi szakaszok jelölhetők ki:

- triász?—felső jura kontinentális riftesedési fejlődési szakasz és óceáni kéreg képződése
- felső jura (titon)—felső kréta (kampán) vulkáni szigetív fejlődési szakasz, óceáni lemezek szubdukciójának eredményeként. A szigetív fejlődésében a következő alszakaszok mutathatók ki:
 - felső jura—alsó kréta
 - felső kréta (cenomán-turon)
 - felső kréta (coniac-kampán)

— felső kréta (kampán-maastricht) — középső eocén kváziplatform fejlődési szakasz, melynek során egyrészt a korábbi kialakult vulkáni ív obdukciója az északi kontinentális (Bahama) platformra, másrészt a felső jura—felső kréta vulkáni ívtől délre óceáni lemezek szubdukciója a fiatalabb vulkáni szigetív képződésével kísérvé

— felső eocén -quarter platform fejlődési szakasz, amelyben bekövetkezett a fiatalabb vulkáni ív obdukciója a korábban már akkréciósan összeforrt óceáni (~idősebb vulkáni ív) és kontinentális (~Bahama platform) egységekkel.

A felső jura — középső eocén fejlődési szakaszra kidolgozott szerkezeti faciális zónáció lényegesebb egységei északról dél felé haladva az alábbiak:

- Bahama platform
- Kontinentális perem
- Idős óceáni kéreg (~ofiolites asszociáció)
- Vulkáni ívek és intruzív komplexumai
- Déli kontinentális egységek

Az ezeken belül elkülönített kisebb egységek természetesen itt sem tárgyaljuk.

A vázolt modellek alapján megállapítható, hogy a fejlődéstörténeti időbeni tagolást és az alkalmazott szerkezeti faciális zónációt tekintve nincsenek kardinális különbségek a geoszinklinális és a lemeztektonikai iskola képviselőinek véleményei között. A legjelentősebb véleménykülönbségek egyrészt Kuba fejlődéstörténetének és szerkezetalakulásának *fixista*, illetve *mobilista* alapon történő értelmezése, másrészt az azt kiváltó okok és tényezők köré összpontosulnak.

A *fixisták* (G. Furrázola Bermudez et al. 1964, R. Weyl 1961, 1966, K. M. Khudoley 1967a, b, C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez 1967, 1971, C. M. Judoley—A. A. Meyerhoff 1971) értelmezése szerint a sziget jelenlegi szerkezeti faciális zónációja lényegében eredeti fáciesképet tükröz és ezek a viszonyok a korai mezozoikum óta gyakorlatilag változatlanok. Ezen belül egyes kutatók (G. Furrázola Bermudez et al. 1964, K. M. Khudoley 1967a, b, C. M. Judoley—G. Furrázola Bermudez 1967, 1971) a szerkezeti mozgásoknak csupán vertikális komponenseit vették figyelembe és teljességgel kizárták a horizontális elemek lehetőségét.

A *mobilisták* (T. W. Donnelly 1964, 1975, M. T. Kozáry 1968, G. Dengo 1969, V. Skvor 1969, R. S. Dietz—J. C. Holden 1970, G. L. Freeland —R. S. Dietz 1971, 1972, Le Pichon X.—P. J. Fox 1971, B. Malfait—M. Dinkelmann 1972, Nagy E. 1972, P. H. Mattson 1973, 1977, A. L. Knipper—R. Cabrera 1974, K. I. Saposnyikova 1974, V. S. Shein et al. 1974, V. S. Shein et al. 1984, 1985, M. A. Iturralde Vinent 1975, 1981, 1983, 1984a, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, V. E. Hain 1975a, b, 1979, G. Pardo 1975, A. Pszczolkowski et al. 1975, Nagy E. et al. 1976, Nagy E. et al. 1983, G. Millan—M. L. Somin 1976, 1981, J. F. Albear et al. 1977, M. L. Somin—G. Millan 1977, I. Kanchev et al. 1978, A. Moszakovszkij—H. Albear 1978, V. Sz. Sejn

et al. 1978, V. A. Levcsenko 1979, J. M. Pusa-
rovskij 1979, A. A. Mossakovskiy—J. F. Al-
bear 1979, M. L. Szomin 1979, V. G. Bovenko
et al. 1980, E. Belmustakov et al. 1981, K.
Piotrowska et al. 1981, A. Pszczolkowski—J. F.
Albear 1982, 1983, 1984, R. Cabrera—F. For-
mell Cortina 1983, J. L. Cobiella—J. R. Perez
1984, J. L. Cobiella et al. 1984, E. Fonseca 1984a,
b, I. Haydoutov 1984, I. Haydoutov et al. 1984,
M. A. Iturralde Vinent et al. 1984, A. Pszczol-
kowski—R. Flores 1984, J. F. Albear—R. Flo-
res 1984, G. A. Ryabukhin et al. 1984) felfogá-
sa szerint Kuba, illetve a Karib-régió jelenlegi
szerkezeti faciális egységei között a földtörté-
neti múltban nem volt (vagy csak részlegesen
létezett) közvetlen faciális átmenet. Az egysé-
gek jelenlegi helyzetének kialakításában — a
vertikális mozgások mellett — fő szerepet a
horizontális elemek játszottak, beleértve a
nagy méretű takarók képződését is.

Ami a Karib-régió és ezen belül Kuba fejlő-
déstörténetét és szerkezetalakulását kiváltó
genetikai okokat illeti, azt az említett kutatók
egy része

- kontinentális drift (E. J. Bullard et al. 1965,
G. Dengo 1969, R. S. Dietz—J. C. Holden
1970, R. S. Dietz et al. 1970, G. L. Freeland
—R. S. Dietz 1971, 1972, Le Pichon X.—P.
J. Fox 1971, T. W. Donnelly 1975, V. E. Hain
1979, A. G. Ryabukhin et al. 1984).
 - óceanizációs vagy bazifikációs (G. Furrzola
Bermudez et al. 1964, K. M. Khudoley
1967a, b, C. M. Judoley—G. Furrzola Ber-
mudez 1967, 1971, V. Škvor 1969).
 - kontrakciós (A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten
1968, M. A. Iturralde Vinent 1975, A. A.
Meyerhoff 1981).
 - expanziós (V. A. Levcsenko 1979, M. A.
Iturralde Vinent 1981, 1983)
- modellel magyarázza.

2.2 Kuba fejlődéstörténeti és szerkezeti rekon- strukciója

A sziget fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstruk-
ciójának vázolásához a lemeztectonikai modellt alkal-
maztuk. Tudatában vagyunk annak, hogy ez a modell
sem válaszolja meg maradéktalanul Kuba fejlődés-
történetének minden kérdését, mégis az a meggyőző-
désünk, hogy ez az a hipotézis, amellyel a legjobban
leírhatók a jelenlegi szerkezeti faciális tagolódást elő-
idéző folyamatok.

A fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukció ki-
dolgozásához a fejezet első részében felsorolt munká-
kat használtuk fel. Ezek figyelembevételével a sziget
fejlődéstörténetében és szerkezetalakulásában az aláb-
bi szakaszokat jelöltük ki:

- idős preplatform fejlődési szakasz (proterozoikum-
paleozoikum)
- idős platform és riftesedési fejlődési szakasz
(?— J_3^{titan})
- első vulkáni ív fejlődési szakasz
(J_3^{titan} — $Cr_2^{kampán}$)
- kváziplatform és második vulkáni ív fejlődési
szakasz ($Cr_2^{kampán}$ — Pg_2^2)
- fiatal platform fejlődési szakasz (Pg_2^3 — Q)
 - első alszakasz (Pg_2^3 — N_1)
 - második alszakasz (N_1 — Q)

Ezeket a fejlődési szakaszokat az 1. számú melléklet
rétegoszlopával, valamint 4. számú ábra ideális fejlő-

déstörténeti szelvényeivel illusztráljuk. Végül J. E. Cas-
se-t. L. Holcombe (1980) Karib-régióra vonatkozó
szerkezeti morfológiai vázlata segítségével (5. számú
ábra) mutatjuk be Kuba jelenlegi helyzetét.

Az idős preplatform fejlődési szakasz (pro-
terozoikum-paleozoikum) rekonsztrukciójához
hiányoznak az adatok. Így csupán annak a
megállapítására szorítkozunk, hogy az alsó me-
zoozoikum (triász) idejére olyan, bonyolult fel-
építésű metamorfitokból, intruzívumokból és
vulkanitokból álló kristályos aljzat alakult ki,
amely konszolidálódott szialikus kontinentális
platformként szerepelt az azt követő fiatalabb
fejlődéstörténeti szakaszokban.

Az idős platform és riftesedési fejlődési
szakasz (?— J_3^{titan}) két— véleményünk szerint
legjellemzőbb — momentumát a 4. számú ábra
I. és II. számú ideális szelvényével szemléltet-
jük.

Ennek alapján ?—160Mé (triász?—felső jura
oxford) időintervallumban kontinentális rifte-
sedés következtében megkezdődött a korábbi
egységes szialikus kéreg feldarabolása és ennek
eredményeképpen intrakontinentális (bel)tenger
alakult ki. Ennek a (bel)tengernek déli pere-
mén (déli kontinentális egységek) átmeneti-
epikontinentális terrigén üledékfelhalmozódás
ment végbe, míg északi szegélyén (északi kon-
tinentális egységek ~ Bahama platform) a ha-
sonló fáciesű terrigén szedimentációt fokozato-
san evaporitos üledékképződés váltotta fel. A
kontinentális riftesedést szinkron tholeites ba-
zaltvulkanizmus kísérte.

A kb. 160—140Mé (felső jura oxford-titon)
időszakban a kiteljesedett riftesedés ered-
ményeképpen a korábbi intrakontinentális
(bel)tenger területén óceáni kérgű medence
(szegélytenger-interkontinentális tenger) ala-
kult ki, centrumában óceánközépi hátsággal
(riftövvvel), északi és déli szegélyén pedig pasz-
szív kontinentális peremmel. Az északi kontin-
entális egységek (Bahama platform) zárt medencéi-
ben továbbra is evaporit szedimentáció, míg
nyílttengeri kapcsolattal epikontinentális meden-
céi terrigén-karbonátos, kontinentális lejtői és
előterei pedig (terrigen)-karbonátos-kovás üle-
dékelhalmozódás szinterei voltak. A déli kon-
tinentális egységek területén és kontinentális
lejtőinek előterében a terrigen üledékképző-
dést előbb terrigen-karbonátos, majd (terrigen)-
karbonátos-kovás szedimentáció követte. Az
óceáni kérgű medence abisszális síkságai terü-
letén pelágikus karbonátos-kovás (—terrigen)
üledékek halmozódtak fel, míg az óceánközépi
hátság területére és környezetére a négyes ta-
golódású ofiolitos asszociáció ideális szelvényét
tekintjük jellemzőnek.

Az ezen fejlődési szakaszba tartozó intruzív
komplexum szerkezeti faciális helyzetére és
genetikájára nem tudunk magyarázatot adni.

Az első vulkáni ív fejlődési szakasz (J_3^{titan} —
 $Cr_2^{kampán}$) két karakterisztikus momentumát a
4. számú ábra III. és IV. számú ideális szelvé-
nyén mutatjuk be.

Ezeknek megfelelően a kb. 140—90Mé (felső
jura titon—felső kréta coniac) időszakban az
óceáni kérgű Karib medence és az Atlantikum

lemezeinek ütközése, valamint az atlanti lemez szubdukciója következtében kialakult és óceáni aljzaton épült fel az első vulkáni ív. Déli háttérmedencéiben nagyvastagságú részben lejtő-részben abisszikus síkság fációs vulkanogén és vulkanogén-üledékes rétegsor halmozódott fel. Északi előtérmedencéit a szubdukált ofiolitos összlet (~akkréciós prizma) valószínűleg két részre tagolta. Az előtér belső medencéjére a javarészt lejtőfációs vulkanogén és vulkanogén-üledékes formációk dominanciája jellemző, míg külső medencéje terrigén-karbonátos, karbonátos-kovás-terrigén, zömmel abisszikus síkság fációs szedimentáció szintere lehetett. Az akkréciós prizma területén megkezdődött az ofiolitos takarók képződése. Az Atlantikum óceáni és kontinentális lemezének határát változatlanul passzív peremnek tekintjük. Az északi kontinentális egység (Bahama platform) területén ebben az időszakban nagyvastagságú epikontinentális, karbonátos üledéktakaró halmozódott fel. A platform déli peremén és lejtőjén karbonátos-kovás-terrigén szedimentáció ment végbe, távoli centrumokból (vulkáni ív?) származó szinkron vulkanizmus szórványos nyomaival.

A kb. 90—75 Mé (felső kréta coniac-kampán) időszakban a szubdukció kiteljesedése eredményeként a vulkáni ív tengelyében bekövetkezett az intruzív komplexum benyomulása. A vulkáni ív jelentős része hatalmas antiklinális szerkezetet formálva szubaerikussá vált. Déli háttérmedencéiben vulkanomikt-terrigén szedimentáció ment végbe. Az északi előtérmedencék → részben az ofiolitos összlet (~akkréciós prizma) felszínrekerülése, részben az északi kontinentális egység (Bahama platform) közeledése következtében jelentős mértékben szűkültek. A belső előtérmedencékben zömmel vulkanomikt-terrigén lejtőüledékek, míg a külső előtérmedence akkréciós prizma felőli oldalán terrigén lejtőüledékek, a platform felőli oldalán pedig karbonátos lejtőüledékek halmozódtak fel. A két lejtő közötti abisszikus síkságon pelágikus üledékképződést feltételezünk. Az akkréciós prizma területén tovább folytatódott az ofiolitos takarók képződése. Ettől az időszaktól kezdve tekintjük egyértelműen bizonyítottnak az ofiolitos összlet felszínre kerülését.

Az Atlanti lemez óceáni és kontinentális részének határát továbbra is passzív peremnek minősítjük. Az északi kontinentális egység (Bahama platform) területe változatlan epikontinentális karbonátos szedimentáció szintere. Déli előtérben terrigén-karbonátos, karbonátos üledékképződést tartunk valószínűnek.

Az itt kifejtett értelmezéssel a vulkáni ív fejlődési szakasz rekonstrukcióját, a lehető legegyszerűbb modellel vázoltuk. Ebben az értelmezésben nem vettük figyelembe a vulkáni ívtől jelenleg délre elhelyezkedő — véleményünk szerint teljes egészében allocthon — déli kontinentális egységeket. Adatok hiányában nem részleteztük és elemeztük a vulkáni ív fejlődésében kijelölhető három szakaszt. Ez a három szakasz vagy ugyanazon vulkáni ív korai-, kifejtett- és érett fejlődési stádiumának felel meg vagy pedig három, önálló, időben és térben elkülönülő szubdukciós—kollíziós folyamat eredményének tekinthető. Magunk részéről az utóbbi értelmezési lehetőséget tartjuk való-

szerűnek, ehhez azonban a jura-neokom-(apti?) és az albai-cenomán-turon(?) vulkáni íveket északi dőlésű Benioff öv mentén lezajlott szubdukcióval kell kapcsolatba hoznunk. Ez értelemszerűen a déli kontinentális perem elé irányuló preconiaci óceáni lemezmozgást kell jelentsen, s ez szolgálhat magyarázattal a déli kontinentális egységek vulkáni ív mögötti jelenlegi helyzetéhez. Eme kifejezetten spekulatív magyarázat igazolásához hiányoznak az adatok.

A kváziplatform és második vulkáni ív fejlődési szakasz (Cr.^{kampán}—Pg.²) szemléltetéséhez a 4. számú ábra V., VI. számú ideális szelvényét használjuk fel.

Ezek alapján a kb. 75—45Mé (felső kréta kampán—középső eocén) idősakra kettős tendencia jellemző. Egyrészt megkezdődik a korábbi óceáni egységek (ofiolitos összlet, felső jura—felső kréta kialakult vulkáni ív) és az északi kontinentális egységek (Bahama platform) ütközése és az óceáni egységek obdukciója. Másrészt a korábbi vulkáni ívtől délre — óceáni aljzaton — déli dőlésű Benioff öv mentén kialakult a második vulkáni ív. Az előbbi akkréciós jellegű kontinentalizáció, az utóbbit óceáni folyamatnak tekintjük, s ezt fejezi ki a fejlődési szakaszra alkalmazott megnevezés is.

Az említett intervallumon belül, kb. 75—55Mé (felső kréta kampán—alsó eocén) között megkezdődött a felső jura—felső kréta kialakult vulkáni ív, az ofiolitos összlet (~akkréciós prizma) és az északi kontinentális egységek (Bahama platform) összeforrása, azaz ezekből az akkréciós északi neoplatform (I) képződése. A kialakult vulkáni ív és az ofiolitos összlet nagy része felszínre került és megindult ezek mélyreható eróziója. A lepusztulásból keletkező üledékek kisebb részben lokális kiterjedésű, kis-méretű kontinentális-epikontinentális fációs medencékben, nagyobb részben a vulkáni ív fokozatosan bezáródó előtérmedencéiben (~reziduális medencék) zömmel terrigén, illetve terrigén-karbonátos flis formájában halmozódtak fel. Az említett medencék rétegsoraira jellemzőek a távoli centrumokból származó szinkron vulkanizmus (vulkáni ív) nyomai. A lejtőüledékek anyaga egyrészt a kialakult vulkáni ívből, másrészt az ofiolitos összletből harmadrészt az északi kontinentális (Bahama) platformról származtatható.

Az akkréciós északi neoplatformtól (I) délre — véleményünk szerint óceáni kérgen, déli dőlésű Benioff öv mentén lezajló — szubdukció eredményeként létrejött az újabb, fiatalabb (felső kréta kampán—középső eocén) vulkáni ív. Ennek északi, az ofiolitos összlet (~akkréciós prizma) által tagolt előtérmedencéiben nagy vastagságú, zömmel lejtő fációs vulkanogén és vulkanogén-terrigén üledékek halmozódtak fel. A vulkáni ív déli háttérmedencéjében lejtő és abisszikus síkság fációs vulkanogén, vulkanogén-üledékes rétegsor képződött.

A kb. 55—45Mé időszakban (alsó—középső eocén) a korábbi óceáni egységeknek a Bahama platformra történő obdukciója következtében lényegében befejeződött az akkréciós északi neoplatform (I) kialakulása. A reziduális medencék területe a fokozatos bezáródás követ-

keztében tovább csökkent és ezek részben epikontinentális terrigén (-karbonátos), részben lejtőfáciesű terrigén üledékfelhalmozódás színterei. Az üledékképződéssel szinkron vulkanizmus szórványos nyomai távoli centrumokból (~vulkáni ív) származtathatók.

Az akkréciós északi neoplatform (I) déli előterében kiteljesedett szubdukció eredményének tekintjük a vulkáni ív tengelyébe nyomult intruzív összetetet. Az előzőhöz képest diszkordáns szerkezeti csapású vulkáni ív Kelet-Kubában nagymértékű antiklinális szerkezetet formálva jelentős részében szubaerikus környezetbe került. Déli és északi előtérmedencéiben nagy vastagságú vulkanomikt-üledékes, javarészt lejtőfáciesű formációk rakódtak le. A vulkáni ívhez tartozó akkréciós prizma felszínközeli helyzetbe, esetleg felszínre kerülhetett. A prizmának az északi neoplatform (I) felőli oldalán levő medencében zömmel lejtőfáciesű terrigén üledékfelhalmozódást feltételezünk, a vulkáni ív területéről származó szinkron vulkanizmus nyomait.

A fiatal platform fejlődési szakaszra (Pg_2^3 —Q) a fokozatos és teljes mértékű kontinentalizáció jellemző. Ennek a folyamatnak két fázisát a 4. száma ábra VI. és VIII. számú ideális szelvényével mutatjuk be.

Az előző alszakasz (Pg_2^3 — N_1) jellemző momentumát a VII. számú szelvény szemlélteti. Ennek alapján a kb. 45—30Mé időszakban bekövetkezett az akkréciós északi neoplatformtól (I) délre elhelyezkedő óceáni egységek (felső kréta kampán—középső eocén) kialakult vulkáni ív és az akkréciós prizma) összeforrása, a fiatalabb akkréciós típusú neoplatformot (II) eredményezve. Feltételezve eme fiatalabb akkréciós neoplatform (II) obdukcióját a már korábban kontinentalizálódott egységekre (~akkréciós északi neoplatform (I) megkezdődött a jelenlegi fiatal platform (~akkréciós északi neoplatform I+II) kialakulása. Ebben az időszakban az akkréciós északi neoplatform (I) területének jelentős részét lepusztulási térszínnek tekintjük, míg reziduális, csaknem teljesen bezáródott medencéiben zömmel kontinentális-epikontinentális terrigén-karbonátos, alárendeltekben terrigén lejtőüledékek halmozódtak fel. Ezt a neoplatformot (I) még viszonylag nagyobb kiterjedésű, keskeny reziduális flis-medencék választják el a délebbi helyzetű fiatalabb neoplatformtól (II). Ezeknek a reziduális medencéknek a peremén kontinentális-epikontinentális terrigén-karbonátos üledékek, tengelyében pedig terrigén lejtőüledékek rakódtak le. A fiatalabb neoplatformtól (II) délre levő óceáni medencében terrigén, terrigén-karbonátos lejtő és abisszikus síkság fáciesű szedimentációt valószínűsítünk. A Kelet-Kubából ismert zömmel szubvulkáni fáciesű szórványos bazaltok

képződését erre az időszakra tesszük és a fiatalabb neoplatformtól (II) délre meginduló újabb, óceáni riftesedésű folyamat jeleként értelmezzük.

A második alszakasz (N_2 —Q) idejére, azaz a kb. 5Mé-jelen időszakra kialakultak és lényegében változatlanok a mai platformra jellemző viszonyok (VIII. számú szelvény). Az idősebb (I) és a fiatalabb (II) neoplatform összeforrása befejeződött és ennek eredményeként létrejött az egységes akkréciós neoplatform (I+II). Teljes egészében bezáródtak a korábbi reziduális medencék és a sziget területének legnagyobb része lepusztulás térszíne. Alárendelt a kontinentális és átmeneti fáciesű üledékképződés szerepe, míg az epikontinentális üledékfelhalmozódás a sziget peremére, illetve archipelágikus részére korlátozódik. Lejtő és abisszális fáciesű szedimentáció folyik a platformot északról és délről lehatároló óceáni medencékben.

A vázolt fejlődéstörténeti és szerkezeti rekonstrukciós modell legfontosabb momentumai összefoglaló módon a következők:

- kontinentális riftesedés eredményeképpen előbb intrakontinentális (bel)tenger, majd óceáni kérgű medence képződése, tengelyében középóceáni hátsággal, északi és déli szegélyén passzív kontinentális peremmel a ?—140Mé (?—felső jura titon) időszokban
- óceáni lemezek ütközése és szubdukciója, majd ennek eredményeként korai vulkáni ív(ek) kialakulása a kb. 140—75Mé (felső jura titon—felső kréta kampán) intervallumban
- a korai vulkáni ív(ek) és óceáni aljzatuk kontinentalizációja, majd fokozatos obdukciója (~kváziplatform) a Bahama platformra a kb. 75—45Mé (felső kréta kampán—középső eocén) időintervallumban. Ezzel párhuzamosan óceáni lemezek ütközése és szubdukciója révén fiatalabb vulkáni ív képződése az akkréciós északi neoplatform (I) déli előterében
- a fiatalabb vulkáni ív és óceáni aljzatának kontinentalizációja (~akkréciós északi neoplatform II), illetve fokozatos obdukciója a korábban kontinentalizálódott egységekre (~akkréciós északi neoplatform I) a kb. 45Mé-jelen időszakban. Ennek eredményeképpen a fiatal neoplatform (~akkréciós északi neoplatform I+II) kialakulása.

Ezen többszakaszos, összességében és részleteiben egyaránt igen bonyolult fejlődéstörténet és szerkezetalakulás eredménye Kuba jelenlegi helyzete a Karib-régióban, amelyet — részletesebb magyarázat nélkül — J. E. Case—T. L. Holcombe (1980) szerkezeti morfológiai vázlat (5. számú ábra) segítségével mutatunk be.

Bauxitprognózis

Ebben a fejezetben Kuba bauxitföldtani viszonyainak összefoglaló ismertetésére kerül sor. Első, *Módszertani alapok* című alfejezetében röviden vázoljuk a prognózis készítésében általunk alkalmazott módszereket, illetve módszeregyütteseket és azok legfontosabb eredményeit.

Második, *Potenciális bauxitszintek* című részében fejlődési szakaszonként és ezeken belül szerkezeti facialis egységeként tárgyaljuk az ország ismert és várható bauxitszintjeit, illetve bauxitterületeit.

1. Módszertani alapok

Kuba bauxitprognózisának elkészítésekor az alábbi módszereket, illetve módszeregyütteseket alkalmaztuk:

1.1 Földtani formációs elemzés

1.2 Közvetlen és közvetett indikációs elemzés

1.3 Geomorfológiai elemzés

1.4 Talajtani elemzés

1.5 Klimatikus elemzés

1.6 Komplex prognosztikus elemzés

A *földtani formációs elemzés* során a rendelkezésre álló irodalmi anyagok alapján értékeljük és minősítettük Kuba valamennyi formációját, természetesen bauxitföldtani szempontból. Elvégeztük azok rendszeres litológiai és faciológiai értékelését. Előre meghatározott közvetlen és közvetett prognosztikus kritériumok alapján kijelöltük a potenciális bauxitszinteket, a bauxit képződésére és felhalmozódásra kedvező formációkat, valamint a számbavehető anyaközeteket. Ennek alapján először összeállítottuk „Kuba bauxitprognózis táblázatát” (1. számú melléklet), amelyben fejlődéstörténeti szakaszonként, ezeken belül pedig nagy szerkezeti facialis egységeként, vertikális eloszlásban határoztuk meg a potenciális bauxitszinteket, a bauxit képződésére és felhalmozódására kedvező formációkat, anyaközeteiket. Ebből a táblázatból kiindulva 1:250 000 méretarányú munkatérképen szerkesztettük meg „Kuba bauxitföldtani formációs térképét”, amely a megadott prognosztikus kritériumok alapján ábrázolja a bauxitperspektivikus formációk és valószínű anyaközeteik jelenlegi felszíni, felszínközeli elterjedését. Az előbb említett anyagokra alapozva összeállítottuk „Kuba bauxitperspektivikus formációinak összefoglaló táblázatát”, (1. sz. táblázat). Végül valamennyi fent említett módszert és anyagot komplex módon alkalmaztuk és felhasználtuk „Kuba bauxitprognózis térképének” ($M = 1:1\,000\,000$ 2., 3. sz. melléklet) megszerkesztésében.

1.2 Közvetlen és közvetett indikációs elemzés

A *közvetlen és közvetett indikációs elemzés* folyamán számbavettük, s rendszerezettük az ország területén eddig megismert valamennyi bauxitindikációt, illetve légieofizikai $U-Th$ anomáliát. Ezeket az adatokat 1:500 000 méretarányú munkatérképeken foglaltuk össze, majd beépítettük „Kuba bauxitprognózis térképébe” ($M = 1:1\,000\,000$, 2., 3. számú melléklet).

1.3 Geomorfológiai elemzés

A *geomorfológiai elemzést* részben az országról vagy egyes részeiről korábban szerkesztett geomorfológiai térképek adatainak felhasználásával, részben a bauxitképződés és -felhalmozódás szempontjából kedvezőnek ítélt felszíntípusok és karsztobjektumok önálló értékelésével végeztük el. Ennek alapján szerkesztettük meg „Kuba vázlatos geomorfológiai térképét” ($M = 1:500\,000$)*. A geomorfológiai térkép bauxitképződés és -felhalmozódás szempontjából kedvező akkumulációs, illetve planációs felszíntípusait vettük elsősorban figyelembe „Kuba bauxitprognózis térképe” ($M = 1:1\,000\,000$ 2., 3. számú melléklet) összeállításakor.

1.4 Talajtani elemzés

A *talajtani elemzéshez* Kuba 1:250 000 méretarányú, talajtani térképsorozatát használtuk fel. Ennek alapján szerkesztettük meg „A magas alumínium tartalmú talajok térképét” ($M = 1:500\,000$)*, különösen nagy fontosságot tulajdonítva a mállási kergekkel genetikai kapcsolatban álló talajtípusoknak, másrészt pedig a viszonylag magas alumínium tartalmú talajoknak. Ezt a módszert is komplex módon alkalmazva használtuk fel a relatíve magas alumínium tartalmú ($\geq 20\%$) és modulusú ($\geq 1,0$) talajoknak „Kuba bauxitprognózis térképén” ($M = 1:1\,000\,000$, 2., 3. számú melléklet) történő ábrázolásával.

1.5 Klimatikus elemzés

A *klimatikus elemzés* során a rendelkezésünkre álló alapanyagokból Kuba jelenlegi átlagos hőmérséklet-, csapadék- és evaporációs viszonyait vettük figyelembe. Az ezekből szerkesztett „Klimatikus tényezők térképének” ($M = 1:500\,000$)* adatait prognózistérképünkön (2., 3. számú melléklet) nem tüntettük fel. Itt csupán annak megállapítására szorítkozunk, hogy Kuba jelenlegi klimatikus viszonyait bauxitképződés- és -felhalmozódás szempontjából összességében kedvezőnek minősítjük.

1.6 Komplex prognosztikus elemzés

A *komplex prognosztikus elemzés* valamilyen korábban említett módszer együttes alkalmazását és eredményeinek értékelését foglalja magában. Ennek figyelembevételével szerkesztettük meg „Kuba bauxitprognózis térképét” ($M = 1:1\,000\,000$, 2., 3. sz. melléklet), amelynek alapján szelektáltuk és rangsoroltuk a prognosztikus területeket. A prognosztikus terüle-

*A jelzett térképet a dolgozathoz nem mellékeljük.

teket laterit- és karsztbauxitok genetikai típusok szerint csoportosítottuk és a perspektivitási rangsort lényegében a felszíni vagy felszínközei (kb. 100 m-es relatív mélységig) dolgoztuk ki.

2. Potenciális bauxitszintek

Ebben az alfejezetben a rétegsorról és a földtani szerkezeti fejlődésről írottak felhasználásával összefoglaló módon értékeljük Kuba bauxitperspektíváit. Az értékelést a kijelölt nagy fejlődési szakaszoknak, illetve ezeken belüli szerkezeti facialis egységek szerinti csoportosításban végezzük el. Ennek során tudatosan törekedtünk a bauxitképződés és -felhalmozódás szempontjából legfontosabb tényezők (rétegtani, litológiai kontroll, tényleges és potenciális anyaközetek és mállási kérégek, geomorfológiai és klimatikus tényezők, valamint az ismert közvetlen és közvetett indikációk) rendszeres számbavételére. Végül minden egyes bauxitképződés és -felhalmozódás szempontjából kedvező fejlődési szakasz ismertetését annak prognosztikus összegzésével zárjuk.

A potenciális bauxitszinteket és területeket — a korábbival azonos — alábbi vázlat szerint tárgyaljuk:

2.1 Idős preplatform szakasz

2.1.1 Premezozoós aljzat

2.2 Idős platform — riftesedési szakasz

(?— J_3 titon)

2.2.1 Északi kontinentális egységek

— Bahama platform

— Kontinentális lejtő

2.2.2 Déli kontinentális egységek

2.2.3 Intruzív komplexum

2.3 Első vulkáni ív szakasz (J_3 titon— Cr_2 kampán)

2.3.1 Északi kontinentális egységek

— Bahama platform

— Kontinentális lejtő

2.3.2 Óceáni egységek

— Ofiolitos ösztet

— Vulkáni ív — Zaza öv

— Intruzív komplexum

2.4 Kváziplatform és második vulkáni ív szakasz

(Cr_2 kampán — Pg_2^3)

2.4.1 Kontinentális egységek (~ medencék)

2.4.2 Óceáni egységek

— Óceáni medencék

— Vulkáni ív — Cauto öv

— Intruzív komplexum

2.5 Fiatal platform szakasz (Pg_2^3 —Q)

2.5.1 Első alszakasz (Pg_2^3 — N_1)

— Kontinentális egységek (~ medencék)

— Óceáni egységek (~ medencék)

2.5.2 Második alszakasz (N_2 —Q)

— Kontinentális egységek (~ medencék)

Szemléltetésükhöz a következő grafikus anyagokat használtuk fel:

— Kuba bauxitprognózis táblázata (1. számú melléklet)

— Kuba bauxitperspektivikus formációinak összefoglaló táblázata (1. számú táblázat)

— Kuba bauxitprognózis térképe, M = 1:1 000 000 (2., 3. számú melléklet)

— A Karib-régió és környezete legfontosabb bauxit-előfordulásai (6. sz. ábra)

— A Karib-régió és környezete bauxitszintjeinek összefoglaló táblázata (7. sz. ábra)

2.1 IDŐS PREPLATFORM SZAKASZ

2.1.1 PREMEZOZOÓS ALJZAT

A premezozoós aljzat bauxitpotenciálját Kuba területén érdemben értékelni nem tudjuk. A rendelkezésre álló adatok alapján a premezozoós aljzaton belüli bauxitperspektívákat öz-

szességükben negatívnak minősítjük, s a premezozoós kristályos aljzatot a továbbiakban csupán potenciális anyaközetként vesszük számításba.

2.2 IDŐS PLATFORM — RIFTSEDESI SZAKASZ (?— J_3 titon)

2.2.1 ÉSZAKI KONTINENTÁLIS EGYSÉGEK BAHAMA PLATFORM

A Bahama platform ezen fejlődési szakaszba tartozó evaporitos formációit bauxitképződésre és -felhalmozódásra eleve kedvezőtlennek minősítjük. Az evaporitok alatt várható premezozoós aljzat kristályos kőzetei a triász?—jura terrigén arkózás ösztet anyaközeteként elvileg ugyan számításba vehetők, de ennek a potenciális triász?—alsó jura bauxitszintek a platform területén gyakorlati jelentősége nincsen.

Kontinentális lejtő

A kontinentális lejtő terrigén-karbonátos és karbonátos-kovás formációit litológiai, illetve facialis szempontból bauxitképződésre és -felhalmozódásra egyaránt kedvezőtlennek tekintjük.

2.2.2 Déli kontinentális egységek

A déli kontinentális egységek terrigén-metaterigén (San Cayetano, Arroyo Cangre, Canáda, Naranjo), terrigén-karbonátos, metaterigén-metakarbonátos (Francisco, Artemisa, Agua Santa) és karbonátos, metakarbonátos (Jagua, Guasasa, San Juan formációcsoport, metamorf karbonátok, márványok, Chafarina, Playa Molino) bauxitperspektivikus formációinak vertikális eloszlását az 1. számú melléklet rétegoszlopa, míg horizontális elterjedését ösztetvont módon a 2. sz. melléklet térképe szemlélteti. A formációkhoz kapcsolódó közvetlen és közvetett indikációkat, illetve földtani kutatási kritériumokat az 1. számú táblázatban foglaltuk össze.

A rétegtani-litológiai tényezők oldaláról valamennyi formáció bauxitfelhalmozódás szempontjából kedvező litológiai összetételű és faciesű (litorális-szublitorális-neritikus). Általánosan jellemző rájuk a diszperz szerves anyag jelenléte, míg a formációk zömében gyakori jelenség a dolomitotodás. A karbonátos és terrigén-karbonátos formációk további jellemző tulajdonsága az erőteljes karsztotodás és gyakoriak a hozzájuk fűződő paleotalajok, vörös agyagok. Egyes formációk esetében a foszfát-ásványok relatív feldúsulása fegyelhető meg. Az arkózás terrigén formációk pelites szakaszai kaolinitben gazdagok, míg metamorf változataik esetenként metamorf alumoszilikát ásványokat (Ifjúság szigete) is tartalmaznak.

A formációk felszínén Nyugat-Kubában (Pinar del Rio), Közép-Kubában (Sierra del Escambray, Ifjúság szigete) és Kelet-Kubában (Sierra del Purial, Asuncion) egyaránt néhány m—néhány 10 m vastagságú jellegzetes mál-

lási kéreg alakult ki. A részben in situ és részben áthalmazott mállási kéregekre jellemző a magas alumínium tartalmú talajok (latoszolok, trópusi sárga talajok és gleyek, hegységi talajok). Az ezekből ismert eluviális-deluviális bauxitindikációk (2., 3. számú melléklet, 1. számú táblázat 2., 3., 4., 5., 6., 7., 8., 9., 10., 14., 16A számú indikációk) Al_2O_3 tartalma 14,1—55,0%, SiO_2 tartalma 9,9—24,8% közötti, míg modulusuk pedig 1,3—41,3 között változik. Valószínű bauxitásványaik a szórványos anyagvizsgálati adatok alapján: diaszpor, gibbsit és böhmít. A tárgyalt nyugat-kubai (Pinar del Rio) indikációk közvetlen és távolabbi környezetében jellegzetes, nagy területre kiterjedő légi geofizikai (U—Th) anomáliák mutatkoznak (2. számú melléklet).

A jelenlegi geomorfológiai viszonyok szempontjából tárgyalt bauxitperspektívus formációk néhány 10—néhány 100 km^2 nagyságú, változó magasságú planációs felszíneket, illetve a tengerszinthez viszonylag közeli térszíni helyzetű akkumulációs felszíneket formálnak. A hegységi planációs felszínnek esetében gyakoriak a néhány—10 km^2 kiterjedésű intramontán depressziók (2. számú melléklet).

Bauxitprognosztikai összegzés: az alkalmazott bauxitföldtani modellek alapján egyrészt a formációkkal közel egyidős (szingenetikus-intraformacionális) másrészt azoknál fiatalabb (posztgenetikus-posztformacionális) bauxitképződés és -felhalmozódás lehetőségével kell számolnunk.

A szingenetikus modell esetében a potenciális bauxitszintek részben a terrigén-metaterrigén formációk bázisán, részben pedig a (meta/terrigén-/meta)karbonátos, illetve (meta)karbonátos formációkon belül várhatók. Első esetben a valószínű genetikai típusuk laterites, míg formációs típusuk terrigén. A második esetben a feltételezett genetikai és formációs típus egyaránt karsztos. Eredeti ásványos összetételük — a bezáró kőzetek metamorfózisa következtében — minden bizonnyal diaszporos. Potenciális anyakőzetként elsősorban a premezozoós aljzat formációi, másodsorban magukkal a formációkkal egyidős bázisos effuzívumok és savanyú intruzívumok vehetők számításba.

A posztgenetikus modellt alkalmazva a potenciális bauxitszintek a terrigén-metaterrigén, (meta/terrigén-/meta)karbonátos és (meta)karbonátos formációk felszínén — fiatalabb üledékekkel elfedve vagy fedetlen helyzetben — fordulhatnak elő. A terrigén-metaterrigén formációk felett várható genetikai típus in situ, laterites, míg a (meta/terrigén-/meta)karbonátos, (meta)karbonátos formációk esetében pedig áthalmazott karsztbauxitok remélhetők. Mindkét típus valószínűleg gibbsites, böhmites összetételű. Potenciális anyakőzetként ez esetben maguk a (meta)terrigén és a (meta/terrigén-/meta)karbonátos formációk, valamint az azoknál fiatalabb ofiolitos asszociáció, a jura—felső kréta vulkáni ív és a jura, illetve a felső kréta intruzív komplexum kőzet típusai vehetők számításba. Kuba fejlődéstörténetét és szerke-

zetalakulását figyelembe véve a posztgenetikus bauxittípus képződésére és -felhalmozódására alkalmas feltételek lényegében a felső krétától (kampáni alemelettől) kezdve álltak fenn.

2.2.3 Intruzív komplexum

Az intruzív komplexumot a bauxitképződés szempontjából Kuba területén csupán a potenciális jura bauxitszintek egyik lehetséges anyakőzeteként vesszük számításba. Tekintettel rendkívül korlátozott elterjedésére ennek semmilyen bauxitprognosztikai jelentőséget nem tulajdonítunk.

2.3 ELSŐ VULKÁNI ÍV SZAKASZ

2.3.1 ÉSZAKI KONTINENTÁLIS EGYSÉGEK

BAHAMA PLATFORM

A *Bahama platform* ezen fejlődési szakaszba tartozó bauxitperspektívus formációinak (Guajaibon, Remedios formációcsoport és annak „C”, illetve „A” tagozata, Gibara és Jobal tagozata) függőleges szelvénybeli helyzetét az 1. számú melléklet rétegoszlopa, míg vízszintes elterjedését, egyszerűsített módon a 2. számú melléklet térképe tünteti fel. A formációkkal kapcsolatos közvetlen és közvetett bauxitindikációkat, valamint a földtani kutatási kritériumokat az 1. számú táblázat tartalmazza.

A földtani kutatási kritériumok szemszögéből az összes említett formáció és tagozataik bauxitfelhalmozódásra alkalmas litológiai összetételűek és fációsúek (zátonykörnyezeti-lagunáris-árapályövi). Közös jellemző tulajdonságuk az erőteljes karsztosodás, a dolomitosodás, valamint a velük kapcsolatos paleotalajok és vörös agyagok általános elterjedése. A Remedios formációcsoport és annak tagozatai, valamint a Guajaibon-formáció esetén gyakoriak a vaskonkréciók (pizolitok), míg a Gibara-formáció egyes előfordulásaiban viszonylagos foszfát-dúsulások mutatkoznak. A tárgyalt formációk felszínén és közvetlen környezetében Nyugat-Kubában (Sierra Azul, Pan de Guajaibon), Közép-Kubában (Remedios, Sierra de Jatibonico, Sierra de Cubitas) és Kelet-Kubában (Gibara mezeta) néhány m—10m vastagságú jellegzetes mállási kéreg alakult ki. Ezeket a nagyobb mértékű áthalmazott kisebb részt in situ (Pan de Guajaibon, Sierra de Cubitas — Vietnam Heroica kőfejtő) mállási kéreget alumínium-gazdag talajok (latoszolok, vörös mészkőtalajok, trópusi gleyek és hegységi talajok) kísérik. Az innen ismert részben in situ, intaformacionális, részben áthalmazott eluviális-deluviális bauxitindikációk (2., 3., számú melléklet, 1. számú táblázat 11., 12., 22A, 25A, B, 26., 26A, 27. számú indikációk), 18,1—57,8% Al_2O_3 és 1,4—40,5% SiO_2 tartalmúak, modulusuk pedig 0,7—37,2 közötti. Jellemző bauxitásványaik a nagyszámú anyagvizsgálati eredmény alapján: diaszpor, böhmít, gibbsit. Mellettük rendszeresen található kaolinit is. A tárgyalt indikációk területén és környezetében Közép-Kubában (Remedios, Sierra de Cubitas) kiterjedt, Nyugat-Kubában (Pan de

Guajaibon) szórványos légi geofizikai (U—Th) anomáliák észlelhetők (2. számú melléklet).

A bauxitperspektivikus formációk jelenleg néhány 10—néhány 100 km² területű, változó magasságú planációs felszíneket, illetve a tengerszínhez viszonylag közeli térszíni helyzetű akkumulációs felszíneket formálnak. A „hegységi” planációs felszínnek (Sierra Azul, Pan de Guajaibon, Sierra de Cubitas, Gíbarai mezeta) esetében változó méretű depresziókkal lehet számolni (2. számú melléklet).

A fenti bauxitperspektivikus formációk közül a Guajaibon formáció az, amely eddig Kuba egyetlen, jelenleg is kutatás alatt álló bauxittelőhelyét foglalja magába. Eme nyugat-kubai (Pinar del Río: Sierra Azul — Pan de Guajaibon) bauxittelőfordulás rövid ismertetését V. P. Teleguin (1976), V. P. Teleguin et al. (1978), Szabó E. (1977), V. Driga et al. (1978), Dudich E. (1978), N. Ponce Seoane et al. (1984, 1985) munkái alapján adjuk. Az intraformacionális bauxittelepek az alsó kréta (albai)—felső kréta (cenomán) korú Guajaibon-formáción belüli, mintegy 25—30 m vastag terrigén rétegcsoporthoz kapcsolódnak. A telepek maximális vastagsága nem haladja meg a 10 m-t. Ezen elsődleges bauxittelepek átlagos kémiai összetétele és modulusa N. Ponce Seoane et al. (1984, 1985) alapján a következő: Al₂O₃ 48,57—54,80%, SiO₂ 2,19—18,73%, Fe₂O₃ 18,56—30,49%, izzítási veszteség 10,5—16,3% modulus 2,60—22,62. Jellemző ásványaik — ugyancsak az idézett szerzők adatai szerint — az alábbiak: diaszpor, böhmít, kaolinit, hematit, goethit, alárendelten illit, halloysit, kvarc, magnetit, rutil és anatóz. Az enyhén metamorfizált és litifikált telepek genetikailag a karsztbauxitokhoz sorolandók, teleptani típusuk pedig telepes-töbrös. A telepek fedőjében található terrigén rétegcsoporthoz köztörmelékei és kavicsai alapján a bauxitok valószínű anyaközetek között jelentős szerepük lehetett a bázisos effuzívumoknak.

Bauxitprognosztikai összesség: A Bahama platform szerkezeti faciális egységhez tartozó bauxitperspektivikus formációk esetében lényegében két bauxitképződési és -felhalmozódási lehetőséggel kell számolni.

Az egyik — a szingenetikus modellnek megfelelő — Pan de Guajaibon típusú, intraformacionális bauxit. Ennek valószínű rétegtani szintje alsó kréta (albai)—felső kréta (cenomán-maastricht), várható genetikai típusa karsztbauxit. A feltételezett teleptani típus telepes-töbrös, míg ásványos összetétele — a bezáró formációk enyhe metamorfózisa következtében — diaszporos, böhmites, Potenciális anyaközetként — Kuba fejlődéstörténeti modelljét figyelembe véve — valószínűleg a premezozoós aljzat változatos összetételű metamorfittjai, illetve az idős platform-riftesedési fejlődési szakasz (meta)terrigen-(meta)vulkanogén formációi vehetők számításba.

A másik — a posztgenetikus modellnek megfelelő — potenciális bauxitszint(ek) lényegében a kedvező karbonátos formációk karsztos felszínén, fiatalabb üledékek által fedett vagy azok-

tól fedetlen helyzetben várható(k). A genetikai típus ez esetben is karsztbauxit, míg a valószínű teleptani típus töbrös, esetleg telepes-töbrös. A várható ásványos összetétel gibbsites, böhmites. Ilyen típusú bauxittelepek képződéséhez kedvező földtani feltételek gyakorlatilag a felső krétától (kampáni alemelettől) állhattak fenn, s potenciális anyaközetként elsősorban az ofiolitos asszociáció, illetve az idősebb vulkáni ív közettípusai, másodsorban maguk az alsó—felső kréta intraformacionális bauxitszinteket tartalmazó karbonátos formációk vehetők számításba.

Kontinentális lejtő

A kontinentális lejtő karbonátos-kovás-terrigén formációit litológiai összetételük és faciális helyzetük alapján mind bauxitképződés mind későbbi bauxitfelhalmozódás szempontjából kedvezőtleneknek minősítjük.

1.3.2 Óceáni egységek Ofiolitos összlet

Az ofiolitos összlet különböző közettípusait a bauxitprognosztikai értékelés során potenciális anyaközetnek tekintjük. Ezzel kapcsolatban azt mérlegeljük, hogy Kuba fejlődéstörténete és szerkezetalakulása során melyek voltak azok az időszakok és szerkezeti zónák, amikor és ahol az óceáni kéreg eredetű ofiolitos összlet felszínre kerülhetett és megkezdődhetett annak szubaerikus mállása. Az ofiolitos összlet — egyértelműen bizonyított módon — a felső krétától (kampáni korszaktól)* került a felszínre és a rajta azóta kialakult in situ laterites mállási kérgeket, illetve azok későbbi áthalmozási termékeit viszont már potenciális bauxitszinteként vesszük számításba. Az ofiolitos összlet és in situ laterites mállási kérgének elterjedését a 2. számú melléklet térképe ábrázolja. Az ofiolitos asszociáció különböző közettípusaira az általunk elfogadott anyaközet perspektivitási rangsor a következő: gabbrók (~kummulatív összlet), effuzív diabázok és bazaltok (~effuzív összlet), valamint a serpentinisedett ultrabázitok (~metamorf ultrabázitok).

Vulkáni ív Zaza öv

A vulkáni ív Zaza övébe tartozó elsősorban vulkanogén, másodsorban vulkanogén-üledékes formációkat szintén potenciális anyaközetnek minősítjük, s az aktív vulkáni ív területén lezajló, azzal szinkron bauxitképződés, illetve felhalmozódás lehetőségével lényegében nem számolunk. Az ofiolitos összlethez hasonlóan itt is azt vizsgáljuk, hogy a kialudt vulkáni ív teljes egészében mettől kezdve és hol került felszínre, azaz szubaerikus körülmények közé. Ezek a földtani és szerkezeti feltételek — jól

*Az egyes titon és cenomán korú formációkból leírt ultrabázit-törmelékek ilyen szempontú értékelésének lehetőségével itt nem foglalkozunk.

bizonyított módon — szintén a felső kréta (kampáni korszaktól)* kezdve álltak fenn, s gyakorlatilag ekkor kezdődhetett meg és napjainkban is tart a kialudt vulkáni ív közeiteinek felszínén az in situ laterites mállási kérgék képződése, illetve áthalmazódása. Ezeket az in situ laterites mállási kérgeket és áthalmazási termékeiket viszont már potenciális bauxit-szintekként kezeljük a továbbiakban. Kialakulásunkban valószínűleg jelentős szerepet játszottak a vulkáni ív működésével kapcsolatos hidrotermális közetváltozások is. A vulkáni ív jellegzetes közettípusainak és in situ laterites mállási kérgének, illetve hidrotermálisan elváltozott zónáinak elterjedését a 2. számú melléklet térképe tünteti fel. A vulkáni ív különböző közettípusaira az alábbi anyaközet perspektívítási rangsort állítottuk fel: vulkanoklasztitok, bazaltok, andezitek, dácitok és riolitok.

Intruzív komplexum

Az *intruzív komplexum* változatos összetételű és genetikájú közettípusait bauxitprognosztikai szempontból ugyancsak potenciális anyaközet(ek)nek tekintjük. Kuba fejlődéstörténetének és szerkezetalakulásának elemzése alapján felszínrekerülésével és szubaerikus mállásával lényegében a felső krétától (kampáni korszaktól kezdve számolhatunk. Ezzel együtt úgy véljük, hogy a felszínén kialakult in situ laterites mállási kérgék gyengén fejlettek, s ezek későbbi áthalmazódása a potenciális bauxitszintek szempontjából az ofiolitos összlethez és a vulkáni ív Zaza övének formációihoz képest alárendeltebb jelentőségű lehet. Az intruzív összlet — általunk egyszerűsíthető módon összevont — közettípusainak és in situ mállási kérgének elterjedését a 2. sz. melléklet térképe tünteti fel. A rendelkezésünkre álló adatok függvényében itt is ábrázoltuk a hidrotermális közetelváltozások zónáit. Az összevont közettípusokra általunk megállapított elvi anyaközet perspektívítási rangsor a következő: dioritok-gabbrodioritok, granitoidok.

2.4 Kváziplatform és második vulkáni ív-szakasz (Cr_2 kampán—Pg²)

2.4.1 Kontinentális egységek (~medencék)

A kontinentális medencék ezen fejlődési szakasza sorolt karbonátos (Yaguaneque, Jimaguayu, San Juan, Alvarez, Charco Redondo, Urria, Punta Brava) és terrigén-karbonátos (Cantabria, Isabel, Esperanza, Guanaja, Rodas, Perla, Peñon) bauxitperspektívikus formációinak szelvénybeli helyzetét az 1. számú melléklet rétegoszlópa, míg horizontális elterjedésüket, összevont módon a 2. számú melléklet térképe mutatja be. Az ezekhez a formációkhoz kötődő közvetlen és közvetett bauxitindikáció-

kat, illetve földtani kutatási kritériumokat az 1. számú táblázatban foglaltuk össze.

Valamennyi említett formációt litológiai összetétele és faciális helyzete (lagunáris, litorális-szublitorális-neritikus) alapján bauxitfelhalmozódásra alkalmasnak tekintjük. A formációk nagyobb részére jellemző a karsztosodás, valamint a paleotalajok és vörös agyagok jelenléte. Néhány formáció esetében kimutatható a dolomitizáció, illetve az organikus anyag és a foszfáttartalom viszonylagos dúsulása. Csupán az Isabel-formációból írtak le eddig glaukonitot.

A vázolt formációk felszínén és környezetében, főleg Közép- és Kelet-Kubában néhány m vastag jellegzetes mállási kérgék alakultak ki. Ezeket a zömmel áthalmazott mállási kérgeket, elsősorban Közép- és Kelet-Kubában alumíniumgazdag talajok (latoszolok, vörös mészkőtalajok, sárga trópusi talajok és trópusi gleyek) kísérik. A mállási kérgékből leírt bauxitindikációk (2., 3. számú melléklet, 1. számú táblázat, 27A, B, 32., 33., 34., 35., 43. számú indikáció) Al_2O_3 tartalma 10,5—37,6% között, míg SiO_2 tartalma pedig 13,0—36,1% között változik. Az indikációk modulusa 0,8—2,5 s jellemző bauxit-, illetve agyagásványaik a következők: gibbsit, alárendelten bömit, kaolinit és szemektit típusok. A felsorolt indikációk környezetében egyrészt Közép-Kubában (Rodas körzete), másrészt Kelet-Kubában (Guantanamoi-medence északi pereme) jellegzetes légigeofizikai (U—Th) anomáliák mutatkoznak (2. számú melléklet). A nyugat-kubai légi geofizikai anomáliák (Pinar-törés környéke) egy része esetleg szintén eme formációkkal (San Juan) állhat kapcsolatban, bár innen eddig indikációk nem ismeretesek.

A jelenlegi geomorfológiai viszonyok szempontjából a bauxitperspektívikus formációk és a hozzájuk kapcsolódó indikációk néhány 10—néhány 100 km² területű, alacsony és közép-helységi, típusú, tagolt planációs térszíneket formálnak (Közép- és Kelet-Kuba), míg csupán Közép-Kuba területén találhatók a tengerszínhez viszonylag közeli helyzetű, akkumulációs felszíneken. Ezek az utóbbi területrészen kisebb méretű depressziók létével is kell számolni (2. számú melléklet).

Bauxitprognosztikai összegzés: a kontinentális medencék esetében — a földtani formációs elemzés alapján — lényegében két jelentősebb bauxitképződési és felhalmozódási időszak vehető számításba. Az egyik a felső kréta (kampán-maastrichti) míg másik a középső eocén intervallumot öleli fel.

Az ezen belül potenciális bauxitszintek és telepek várható genetikai típusai a következők: — a laterites (közvetlen indikációkkal eddig nem igazolt) — karsztos (közvetlen indikációkkal már igazolt).

A potenciális lateritbauxit telepek elsősorban a kedvező anyaközetek [jura (meta/terrigén/meta)karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció és az idősebb vulkáni ív, valamint a felső kréta intruzív komplexum közettípusai] és

*A bauxitprognosztikai értékelés során nem foglalkoztunk a korábban kifejtett, hármas vulkáni ív modellben rejlő lehetőségekkel.

az őket fedő kontinentális-epikontinentális formációk határán várhatók, valószínűleg fedett helyzetben. Ezzel együtt nem zárható ki annak a lehetősége sem, hogy a főleg a kelet-kubai felszíni, in situ laterites mállási kérgék egy részének képződése már erre az időszakra tehető. A potenciális lateritbauxit-telepek valószínűleg a telepes típusba tartoznak, s feltételezett ásványos összetételük — elsősorban az anyakőzettől függően — gibbsites, böhmites vagy gibbsites diaszporos-böhmites.

Az alkalmazott bauxitföldtani modelleknek megfelelően a potenciális karsztbauxitok két lehetséges típusával számolunk. A színgenetikus bauxittelepek a tárgyalt formációkon belül, elsősorban azok bázisszintjeihez közeli helyzetben várhatók, míg a posztgenetikus bauxittelepek főleg az ismertetett bauxitperspektivikus formációk felszínén vagy ahhoz közel fordulhatnak elő, fedett vagy fedetlen helyzetben. A várható teleptani típus az első esetben valószínűleg telepes-töbrös, míg a második esetben töbrös. A feltételezett ásványos összetétel egyaránt gibbsites-böhmites. Mindkét típus potenciális anyakőzeteként a jura (meta/terrigén-/meta)karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, valamint az idős vulkáni ív és intruzív komplexumának kőzettípusai vehetők számításba.

2.4.2 Óceáni egységek Óceáni medencék

Az óceáni medencék formációit faciális helyzetű és litológiai összetételük alapján bauxitképződésre, illetve -felhalmozódásra alkalmatlannak tekintjük, s bauxitprognosztikai szempontból ezeket későbbi potenciális anyakőzetként vesszük számításba.

Vulkáni ív Cauto öv

A vulkáni ív Cauto övébe tartozó részben vulkanogén, részben vulkanogén-üledékes formációkat — a korábban írottaknak megfelelően — elsősorban potenciális anyakőzet(ek)nek tekintjük, s az aktív vulkáni ív területén végbenő, azzal szinkron bauxitképződés, valamint -felhalmozódás lehetőségét kizártnak tartjuk. Mivel ez a kialakult vulkáni ív — jelentős részben — csupán a felső eocén korszaktól kezdve került felszíni, szubaerikus körülmények közé, ezért az azt követő fiatal platform fejlődési szakaszban felszínén már in situ laterites mállási kérgék kialakulásával, valamint azok folyamatos áthalmazódásával számolhatunk. Ennek megfelelően ezeket az in situ mállási kérgéket és áthalmazási termékeiket viszont a továbbiakban már potenciális bauxitszintekként tartjuk számon. Ugyancsak jelentős szerepet tulajdonítunk a vulkáni ívhez kapcsolódó hidrotermálisan elváltozott zónáknak, amelyek elterjedését, az in situ laterites mállási kérgékével egyetemben a 2. számú melléklet térképe tünteti fel. A vulkáni ív különböző kőzettípu-

saira általunk megállapított anyakőzet perspektivitási rangsor — a korábban írottakkal összehangban — a következő: vulkanoklasztitok, bazaltok, andezitek, dácitok és riolitok.

Intruzív komplexum

A fiatal vulkáni ív intruzív komplexumát az idősebb vulkáni ívéhez hasonló módon értékeljük. Megismételve az ottani legfontosabb megállapításainkat, kiemeljük, hogy

- elsősorban potenciális anyakőzet(ek)ként tartjuk számon
- felszínrekerülésével és szubaerikus mállásával a felső eocéntől kezdve számolunk
- a felszínén kialakult in situ laterites mállási kérgéket gyengén fejletteknek tekintjük, s későbbi áthalmazódásukat a potenciális bauxitszintek szempontjából alárendelt jelentőségűnek tartjuk.

Ennek ellenére az intruzív komplexum felszínén kialakult in situ mállási kérgéket és hidrotermálisan elváltozott zónáinak elterjedését egyaránt feltüntettük a 2. sz. melléklet térképén. Az összetelt különböző kőzettípusaira általunk megadott elvi anyakőzet perspektivitási rangsor a következő: dioritok-gabbródioritok, granitoidok.

2.5 Fiatal platform szakasz ($Pg_2^3 - Q$)

2.5.1 Első szakasz ($P_2^3 - N_1$)

Kontinentális egységek (~medencék)

A kontinentális medencéknek a fiatal platform fejlődési szakasz első szakaszába tartozó karbonátos (Damuji, Las Cuevas, Sevilla, Jaruco, Husillo, Yateras, Güines, Caobas, Loma Triana, Jucaro, Cabo Cruz), valamint terrigén-karbonátos (Saramaguacan, Ferrer, Nuevitas, Jabaco, Encanto, Jicotea, Loma Candela, Jia, Marroqui, Colon, Tinguaro, Chambas, Cilindro, Bitiri, Maquey, Camazan, Manga Larga, Arabos, Magantilla, Paso Real, Arroyo Palmas, Cangrejas, Jagüeyes, Yayal, Vazquez, Cojimar, Mianzanillo bauxitperspektivikus formációk vertikális eloszlását az 1. számú melléklet rétegoszlopa, horizontális elterjedésüket, egyszerűsített módon a 2. számú melléklet térképe szemlélteti. Az 1. számú melléklet rétegoszlopában — a földtani formációs elemzés adatai alapján — feltüntettük az in situ laterites mállási kérgék valószínű rétegtani szintjeit is, azonban ezeket a 2. számú melléklet térképén már „egységes formációként” ábrázoltuk.

A karbonátos és terrigén-karbonátos formációkhoz, továbbá az in situ laterites mállási kérgékhez (terrigén formációkhoz) kapcsolódó közvetlen és közvetett bauxitkritikációkat, valamint a földtani kutatási kritikumokat az 1. számú táblázatban összegeztük.

Ezeket a karbonátos és terrigén-karbonátos formációkat litológiai összetételük és fáciesképük (lagunáris, litorális-szublitorális, ritkán neritikus) alapján bauxitfelhalmozódásra egyér-

telmüen alkalmasnak tekintjük. A formációk jelentősebb részére jellemző a karsztosodás, az evaporitjelenségek és dolomitosodás, továbbá túlnyomó részüket paleotalajok és vörös agyagok kísérik. Néhány formáció esetében mutatkoznak vaskonkréciók és -kérgék, illetve viszonylagos foszfordúsulás. Szórványosak viszont a szerves anyagot (Nuevitas, Saramaguan) illetve glaukonitot (Güines) tartalmazó formációk.

A vázolt formációk felszínén és környezetében lényegében Kuba egész területén néhány m—néhány 10 m vastagságú, részben in situ laterites részben áthalmozott karsztos mállási kérgék figyelhetők meg.

Az in situ laterites mállási kérgékhez kötődő bauxitindikációk (2. számú melléklet, 1. számú táblázat 48., 48A, B, 49., 50., 51., 52., 53., 54., 54A, B, 55., 57., 69. számú indikáció) ezideig gyakorlatilag csak Kelet-Kubából ismeretek és túlnyomórészt az ofiolitos asszociáció gabbró közettípusainak a felszínén alakult ki. Napjainkig csupán egyetlen laterites típusú — a Sierra del Purial metamorfittjain, mint anyakőzet — képződött bauxitindikációt (69. számú) ismerünk.

Ezen indikációk Al_2O_3 tartalma 18,8—54,4%, SiO_2 tartalma 1,8—50,8% között modulusuk pedig 0,4—30,2 között változik. Jellemző bauxitásványaik a gibbsit, mellette kevesebb böhmít, illetve (metamorf anyakőzetek esetén) diaszpor mutatkozik. Rendszeres járulékos agyagásvány a kaolinit, valamint kevés szmektit.

Az áthalmozott karsztos mállási kérgékkel kapcsolatos bauxitindikációk (2. számú melléklet, 1. számú táblázat 17., 18., 19., 20., 21., 23., 24., 25., 25C, D, 28., 28A, 29., 30., 31., 32A, 36., 37., 38., 39., 40., 42., 44A, 45., 45A, B, 46., 47., 47A, B, 59., 60., 61., 62., 63., 64., 65., 66., 67., 68., 70., 71., 72., 73. számú indikáció) kisebbrészt Nyugat- és Közép-Kubából, nagyobb részben Kelet-Kubából ismertek. A részben karbonátos (Cabo Cruz, Jucaro, Caobas, Güines, Yateras) részben terrigén-karbonátos (Cajimar, Vazquez, Arroyo Palmas, Camazan, Maquey, Bitiri, Nuevitas) formációkhoz kapcsolódó indikációk egy része intraformacionális, azaz bezáró kőzetével azonos korú. Az eddig megismert intraformacionális indikációk a következők:

64. sz. indikáció	Cabo Cruz formáció	$N_1^3-N_2^?$
28. sz. indikáció	Jucaro formáció	N_1^3
23., 24. sz. indikáció	Arroyo Palmas formáció	N_1^{1-2}
18., 19. sz. indikáció	Güines formáció	N_1^{1-2}
37. sz. indikáció	Yateras formáció	N_1^{1-2}
44. sz. indikáció	Maquey formáció	$Pg_3^3-N_1^1$

Az ismertetett karsztbauxit-indikációk Al_2O_3 -tartalma 16,9—50,0%, SiO_2 -tartalma 4,9—46,6% közötti, modulusuk pedig 0,4—13,4 között változik. Fő bauxitásványaik a gibbsit és böhmít, amelyek mellett alárendelt és területileg korlátozott (Sierra del Purial körzete) a diaszpor jelenléte. Rendszeresen, viszonylag

nagy mennyiségben tartalmaznak kaolinitet és szmektiteket.

Mind a laterites, mind a karsztbauxit indikációk környezetére jellemzőek a magas alumíniumtartalmú talajok. A laterites indikációk körzetében elsősorban a típusos latoszolok és a hegyi talajok általános elterjedésük, míg a karsztbauxit indikációk körzetére ezek mellett a latoszolikumok, a fedett és fedetlen vörös mészkőtalajok, valamint a trópusi gleyváltozatok is jellemzőek.

A tárgyalt karsztbauxit-indikációk körzetében, elsősorban Közép- és Kelet-Kubában karakterisztikus légi geofizikai (U—Th) anomáliák észlelhetők (2. számú melléklet).

Az említett bauxitperspektivikus formációk, az azokhoz kapcsolódó laterites és karsztbauxit-indikációk jelenleg néhány 10—néhány 100 km² kiterjedésű, részben tagolt, részben tagolatlan, alacsony-középhegységi planációs felszíneket, illetve néhány 100—1000 km² nagyságú, a tengerszinthez viszonylag közeli helyzetű, kiegyenlített akkumulációs felszíneket formálnak. Mind a hegységi planációs felszínek, mind a síksági akkumulációs felszínek esetében változó méretű és kiterjedésű depressziók feltételezhetők (2. számú melléklet).

Bauxitprognosztikai összegzés: a földtani formációs elemzésből kiindulva, illetve a rétegtani fejezetben írottak alapján két fontosabb bauxitképződési és -felhalmozódási időszakkal számolunk. Az egyik a felső eocén—alsó oligocén, a másik pedig a felső oligocén—miocén időintervallumot öleli fel. Természetesen ezen az időszakokon belül további potenciális bauxitszintek jelölhetők ki, amelyek a következők: a felső eocén bázisa, az oligocén bázisa, a felső oligocén—alsó miocén bázisa, a középső-felső miocén bázisa.

A fenti szintekhez kapcsolódó potenciális bauxitletelek genetikai típusai az alábbiak:

- laterites
- karsztos intraformacionális és posztformacionális.

Mind a laterites, mind a karsztos intraformacionális és posztformacionális genetikai típust közvetlen indikációk igazolják.

A potenciális lateritbauxit-telepek főleg a kedvező anyakőzetek [a jura (meta) terrigén-(meta) karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, az idősebb és fiatalabb vulkáni ív, valamint a felső kréta, illetve középső eocén intruzív komplexum közettípusai], s az őket fedő bauxitperspektivikus karbonátos, terrigén-karbonátos formációk határán remélhetők. Egyaránt előfordulhatnak fedett vagy fedetlen helyzetben. A kelet-kubai laterites mállási kérgékből ismertetett szórványos ősmaradvány-leletek (N. Ponce et al. 1983, E. Saunders—N. Ponce Seoane (1984) alapján képződésük fő időszakát gyakorlatilag a (felső oligocén-) alsó miocéntől kezdve számíthatjuk. Valószínűleg telepes típusúak, s várható ásványos összetételük — elsősorban az anyakőzet függvényében — gibbsites, böhmites vagy gibbsites, diaszporos-böhmites.

Ami a potenciális karsztbauxit-telepeket illeti, azoknak gyakorlatilag két típusa prognosztizálható. Az egyik a szingenetikus modellnek megfelelő intraformacionális típus, míg a másik a posztgenetikus típus. Az intraformacionális bauxittelepek elsősorban a kedvező formációk bázisszintjeiben várhatók, míg a posztgenetikus bauxittelepek főleg a perspektivikus formációk felszínén vagy ahhoz közel remélhetők, részben fedett, részben fedetlen helyzetben. A feltételezett teleptani típus az első esetben teleses töbrös, míg a második esetben töbrös. A valószínű ásványos összetétel — az anyakőzettől függően — egyaránt gibbsites, böhmities vagy gibbsites, diaszporos-böhmities. Potenciális anyakőzetként a jura (meta) terrigén-(meta) karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, az idősebb és fiatalabb vulkáni ív, a felső kréta és középső eocén intruzív komplexum közettípusai, valamint a Bahama platform már korábban tárgyalt kréta bauxitszintjei vehetők számításba.

Óceáni egységek (~ medencék)

A tárgyalt fejlődési szakasz *óceáni medencéinek* formációit — a korábban írottakkal összhangban — bauxitképződésre és felhalmozódásra alkalmatlannak minősítjük, s a továbbiakban azokat potenciális anyakőzetként sem vesszük számításba.

2.5.2. Második alszakasz (N₂—Q)

Kontinentális egységek (~ medencék)

A fiatal platform fejlődési szakasz második alszakaszának *kontinentális medencéiben* felhalmozódott bauxitperspektivikus terrigén (Ensenada Grande, Guane, Camacho, Guevara, Villaroja), terrigén-karbonátos (Baracoa, Canimar, Yaguajay) és karbonátos (Guanahacabibes, Punta del Este, Maya, Avalo, Cayo Piedras, Cocodrilos, Casablanca, Santa Fe, Jaimanitas, Camaroncito, Versalles, Vedado) formációk vertikális eloszlását az 1. sz. melléklet rétegoszlopja szemlélteti.

Tekintettel arra, hogy az említett formációk javarészt nem térképezték, ezért azok felszíni elterjedését — szintén egyszerűsített módon — a 2. számú melléklet térképe csak esetenként tünteti fel. Az 1. számú melléklet rétegoszlopában ábrázoltuk az ezen időszakba tartozó, in situ laterites mállási kérges valószínű rétegtani helyzetét is, azonban ezeket a kérgeset térképünkön (2. számú melléklet) már „egységes formációként” kezeltük.

A tárgyalt formációkra jellemző közvetett kutatási kritériumokat az 1. számú táblázatban foglaltuk össze. A formációkhoz kapcsolódó bauxitindikációkra vonatkozó konkrét adatokkal gyakorlatilag nem rendelkezünk, annak ellenére, hogy ezek az ország területén — felszínen és felszín alatt egyaránt — rengeteg minősítetlen

vörösgyag-előfordulást zárnak magukba. A formációk túlnyomó részére jellemzőek a paleotalajok és vörös agyagok, illetve az azokat kísérő vaskonkréciók és -kérgesek. A karbonátos formációk kivétel nélkül változó mértékben karsztosodottak, míg egyes karbonátos, terrigén-karbonátos formációk esetében dolomitosodás, valamint a foszfor viszonylagos feldúsulása figyelhető meg. Eddig csupán két formációból (Yaguajay, Canimar) írtak le evaporitjelenségeket.

Az idesorolt bauxitindikációkat (2. számú melléklet, 1. számú táblázat 1., 15., 16., 56., 58. számú indikáció) sem rétegtani helyzetük, sem az anyagvizsgálati minősítő adatok szempontjából nem tartjuk megbízhatóknak, ezért értékelésükkel itt nem foglalkozunk.

Hasonló módon — elsősorban a formációk térképezetlen volta következtében — nem áll módunkban érdemben vizsgálni a földtani adatoknak és indikációknak a talajtani adatokkal, a légi geofizikai (U-Th) anomáliákkal, illetve a geomorfológiai viszonyokkal való korrelációját sem.

A *bauxitprognosztikai összegzés*kor gyakorlatilag csak a földtani formációs elemzés adataira és azok értelmezésére támaszkodunk. Ennek alapján a teljes pliocén-quarter időszakot bauxitképződése és felhalmozódása szempontjából kedvezőnek minősítjük. Az egyes potenciális bauxitszintek a pliocén, valamint a quarter bázisán, illetve a quarteren belül várhatók.

Az ezekhez a szintekhez kötődő potenciális bauxittelepek — a korábbi alszakaszhoz hasonlóan — a következők:

- laterites
- karsztos.

A potenciális lateritbauxit-telepek lényegében a kedvező anyakőzetek [jura (meta) terrigén-(meta) karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, az első és második vulkáni ív, valamint azok intruzív komplexumainak közettípusai] és a bauxitperspektivikus karbonátos, terrigén-karbonátos, terrigén formációk határán várhatók zömmel fedetlen, alárendeltebben fedett helyzetben. Bizonyára szintén teleses típusúak, s valószínű ásványos összetételük — az anyakőzetüktől függően — gibbsites, böhmities, illetve gibbsites, diaszporos-böhmities.

Ez esetben is a potenciális karsztbauxit-telepek szingenetikus (intraformacionális) és posztgenetikus (posztformacionális) típusával számolunk. A szingenetikus (intraformacionális) bauxittelepek lényegében a kedvezőnek minősített karbonátos, terrigén-karbonátos formációk bázisszintjeiben várhatók, míg a posztgenetikus (posztformacionális) telepek elsősorban a perspektivikus formációk felszínén vagy ahhoz közel feltételezhetők, részben fedett részben, részben fedetlen helyzetben. Az első esetben

telepes-töbrös, míg a második esetben töbrös teletípussal számolunk. Mindkét genetikai típus potenciális telepeinek valószínű ásványos összetétele — a feltételezett anyaközetből függően — gibbsites, böhmtes vagy gibbsites, diaszporos-böhmtes. Valószínű anyaközetként a jura (meta) terrigén—(meta) karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, az első és második vulkáni ív, illetve azok intruzív komplexumainak kedvező közettípusai vehetők számításba. Ezek mellett természetesen nem hagyhatjuk figyelmen kívül az idősebb bauxitszintekből történő áthalmazás lehetőségét sem.

Kuba bauxitprognózisára vonatkozó ismereteinket a fejlődéstörténet és szerkezetalakulás alapján összegezve legfontosabb megállapításaink a következők:

- bauxitképződés és -felhalmozódás szempontjából kedvező nagy intervallumoknak tekintjük a ?—felső jura (titon), a felső jura (titon)—felső kréta (kampán), továbbá a felső kréta (kampán)—középső eocén, a felső eocén—miocén és a pliocén—recens időszakokat

- a ?—felső jura (titon), azaz az idős platform—riftesedési fejlődési szakaszban egyértelműen kedvezőnek minősítjük a déli platform kontinentális egységeit. Ugyanakkor nem tartjuk kizártnak a bauxitképződés és -felhalmozódás lehetőségét az északi, Bahama platformon sem. A potenciális bauxitszintek részben a jura bázisán [a premezozoós aljzat és a (meta) terrigén formációk határán, illetve az utóbbiak bazális rétegeiben], részben a felső jurán belül [a (meta) terrigén és (meta) karbonátos formációk határán] várhatók. Előbbiek valószínű genetikai-formációs típusa laterites-terrigén, az utóbbiaké pedig karsztos intraformacionális. A feltételezett ásványtani típus mindkét esetben főleg diaszporos, alárendeltebben gibbsites-böhmtes. A potenciális bauxittelepek anyaközeteként elsősorban a premezozoós aljzat, másodsorban maguk a (meta) terrigén és (meta) karbonátos formációk, valamint az azokkal egyidős magmatitok vehetők számításba

- a felső jura (titon)—felső kréta (kampán), azaz az első vulkáni ív szakaszban — jelenlegi ismereteink alapján — kizárólag az északi, Bahama platformot tekintjük bauxitképződésre és -felhalmozódásra alkalmasnak. A részben már igazolt, részben még potenciális bauxitszintek az alsó és felső kréta határán (albai-cenomán), illetve a felső krétán belül (kampán-maastricht) remélhetők. Mindkettő valószínű genetikai és formációs típusa karsztos, intraformacionális. Várható ásványos összetételük főleg diaszporos, alárendeltebben gibbsites-böhmtes. Anyaközetnek minden bizonnyal a premezozoós aljzat közettípusai és az idős platform—riftesedési fejlődési szakasz (meta) terrigén—(meta) karbonátos—(meta) vulkanogén formációi tekinthetők

- a felső kréta (kampán)—középső eocén, azaz a kváziplatform és a második vulkáni ív szakaszban két nagyszerkezeti egységet tekintünk bauxitperspektivikusnak. Az egyik az idősebb vulkáni ív helyén kialakult s fokozatos kontinentalizációt jelző „kváziplatform” (~ akkréciós északi platform I.), a másik pedig az — ettől a „kváziplatformtól” részben még elkülönült — északi, Bahama platform. Ezen időszakon belüli potenciális bauxitszintek mindkét nagyszerkezeti egység területén a felső krétán (kampán-maastricht) és a középső eocénen belül várhatók. A „kváziplatform” területére prognosztizálható potenciális bauxittelepek részben laterites részben karsztos (intraformacionális) genetikai típusúak. Mindkét típus valószínű ásványos összetétele főleg gibbsites, böhmtes esetleg diaszporos. Ezek anyaközeteként a jura (meta) terrigén—(meta) karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, valamint az idős vulkáni ív és intruzív komplexumának közettípusai vehetők számításba. Az északi, Bahama platform területén ebben az időszakban inkább csak karsztbauxit telepek lehetőségével számolunk. Ásványos összetételük minden bizonnyal főleg gibbsites, alárendeltebben böhmtes. Potenciális anyaközetként változatlanul a premezozoós aljzat és az idős platform — riftesedési szakasz formációt vesszük figyelembe

- a felső eocén—recens vagy fiatal platform fejlődési szakasz első (felső eocén—miocén) alszakaszában szintén két bauxitperspektivikus nagyszerkezeti egység vehető számításba. Az egyik felső jura—felső kréta kialakult vulkáni ív és a Bahama platform összeforrása révén keletkezett akkréciós északi neoplatform (I.). A másik az ettől délre elhelyezkedő és elkülönülő újabb „kváziplatform” (~ akkréciós északi neoplatform II.), amely a felső kréta—középső eocén kialakult vulkáni ív helyén alakult ki. Mindkét egység területén potenciális bauxitszinteként a felső eocént, az alsó oligocént, a felső oligocén—alsó miocént és a középső—felső miocént vesszük számításba. A várható genetikai típus mindkét területen részben laterites, részben karsztos. A karsztos genetikai típus esetében egyaránt feltételezhetők intaformacionális (szingenetikus) és posztformacionális (posztgenetikus) előfordulások. Valószínű ásványos összetétel főleg gibbsites, böhmtes, alárendeltebben gibbsites, böhmtes-diaszporos. Potenciális anyaközetként a jura (meta) terrigén—(meta) karbonátos formációk, az ofiolitos asszociáció, az idősebb és fiatalabb vulkáni ív, illetve azok intruzív komplexumainak közettípusai, továbbá a Bahama platform korábbi bauxitszintjei vehetők figyelembe

- a felső eocén — recens, azaz a fiatal platform fejlődési szakasz második (pliocén—recens) alszakaszában Kuba jelenlegi egész

területét platform viselkedésű szerkezeti egységnek és egyben bauxit képződésére, illetve felhalmozódására alkalmasnak minősítjük. Ez az egység a felső kréta—középső eocén kialudt vulkáni ív helyén képződött „kváziplatform” (~ akkréciós északi neoplatform II.) és az akkréciós északi neoplatform (I.) összeforrása révén jött létre. Potenciális bauxitszinteknek a pliocén bázisát, a pliocén és a quarter határát, illetve a quarteren belüli határfelület(ek)et tekintjük. A feltételezett bauxittelegek genetikai típusát, valószínű ásványos összetételét és anyaközeit az előző alszakaszával azonosnak vesszük.

Befejezésül bemutatjuk a Karib-régió és környezete legfontosabb bauxitelőfordulásait (6. számú ábra) és bauxitszintjeinek összefoglaló táblázatát (7. számú ábra), amelyet V. A. Zans (1953), R. Weyl (1961, 1966), I. Valetton (1972), G. I. Businszkij (1975), Ilkeyné Perlaki E. (1978), Komlóssy Gy.—Végh A. (1980), Gy. Bardossy (1981), J. Szoldan (1981), P. W. Guild (1981), G. J. J. Aleva (1981) munkái alapján állítottunk össze. Feltűnő a Kuba területén általunk elkülönített tényleges és potenciális bauxitszintek javarészének jó korrelációja a régió egyéb előfordulásaival. Ugyanakkor figyelemreméltóak azok a Kubában kijelölt bauxitszintek, amelyek a régió egyéb országaiból eddig ismeretlenek.

Összefoglalás, eredmények

Ebben a fejezetben — röviden, tézisszerű csoportosításban — foglaljuk össze a végzett munka legfontosabb eredményeit. A fejezet első részében az általánosítható érvényű konkluziókat ismertetjük, míg a második részben kerül sor a konkrét eredmények kifejtésére.

Munkánk legfontosabb általános eredményeként tartjuk számon, hogy:

- első ízben dolgoztunk ki a trópusi szigetívek bauxitprognózisának földtani alapjaira vonatkozó — lényegét tekintve általánosan használható érvényű — módszertani példát. Tudomásunk szerint hasonló módszerű és stílusú értelmezés eddig a hazai és nemzetközi bauxitföldtani irodalomban egyaránt ismeretlen
 - a típusterület, azaz Kuba esetében ez az első átfogó, tudományosan megalapozott és ugyanakkor rendszeres bauxitprognózis. Felöleli az ország egész területét, bauxitföldtani szempontból pedig minősíti és értékeli annak valamennyi formációját
 - ez a bauxitprognózis mind elvi, mind gyakorlati szempontból szilárd alapként szolgálhat a Kubában jelenleg folyó és jövőben végzendő bauxitföldtani kutatómunkák fő irányainak és végrehajtásának meghatározásában.
- A konkrét eredmények sorából kiemeljük, hogy:*
- Kubában elsőként végeztük el valamennyi képződmény földtani-formációs elemzését litológiai és faciológiai módszerekkel
 - a földtani-formációs elemzés alapján kijelöltük és lehatároltuk a bauxitképződésre, -felhalmozódásra kedvező földtörténeti időszakokat, ezeken belül pedig a tényleges és potenciális bauxitszinteket. Ezzel a módszerrel részben megerősítettük és pontosítottuk a korábban ismert bauxitszintek rétegtani helyzetét, illetve sikerült újabb, eddig ismeretlen szinteket is meghatároznunk. Ezen túlmenően — a rendelkezésre álló adatok alapján — kidolgoztuk a Karib-régió

és környezete bauxitszintjeinek korrelációs vázlatát

- a földtani-formációs elemzés segítségével elkülönítettük a bauxitképződésre, -felhalmozódásra kedvező és kedvezőtlen formációkat. Prognosztizáljuk és bauxitprognózis táblázatunkban tüntettük fel ezeknek a formációknak vertikális és horizontális eloszlását. A kedvező formációk sztratotípus szelvényeinek értelmezésével meghatároztuk azoknak a bauxit képződésére és felhalmozódására legkedvezőbb szakaszait
- támaszkodva a földtani-formációs elemzés adataira, kijelöltük és lehatároltuk — mind térben, mind időben — a bauxitképződésre, -felhalmozódásra kedvező és kedvezőtlen nagy szerkezeti-faciális egységeket. A kedvező szerkezeti-faciális egységek esetében megadtuk a várható (vagy létező) bauxittelepek genetikai típusait és azok területi perspektivitási rangsorát
- önálló — részben közvetett elemekből álló — a földtani kutatási ismérrendszerrel dolgoztunk ki, amelyet eredményesen alkalmaztunk a potenciális bauxitszintek és bauxiterületek meghatározásában
- a földtani-formációs elemzés mellett önálló kutatási módszerként alkalmaztuk a geomorfológiai, talajtani és klimatikus elemzés módszerét. Ennek során kijelöltük és önálló térképeken ábrázoltuk a bauxitképződésre, felhalmozódásra kedvező felszín-típusokat, a „magas Al-tartalmú talajok” felszíni elterjedését illetve az évi átlagos hőmérséklet, csapadék és evaporáció eloszlását
- valamennyi említett módszer felhasználásával végeztük el a komplex prognosztikus elemzést, amelynek eredményeként szerkesztettük meg Kuba bauxitprognózis-térképét (M = 1:1 000 000, 2., 3. számú melléklet). Ennek alapján a prognosztikus területeket laterit- és karsztbauxitok genetikai típus szerint csoportosítottuk és megadtuk azok perspektivitási rangsorát a felszíni vagy felszín közeli szintekre. Az ezekre vonatkozó ajánlásokat, kutatási terveket, programokat kidolgoztuk és értékelés, illetve végrehajtás céljából az illetékes kubai szerveknek átadtuk.

Javaslatok

Eme zárófejezetben munkánk legfontosabb eredményeinek hasznosítását célzó javaslatainkat és ajánlásainkat összegezzük. Véleményünk szerint ezeket az eredményeket az alábbi területeken lehetne hasznosítani:

- a kubai bauxitprognózis és kutatás továbbfejlesztése
- az alkalmazott kutatási módszeregyüttes adaptációja, illetve kiegészítése és továbbfejlesztése

Természetesen ezek a hasznosítási javaslatok és ajánlások — a személyes meggyőződésünket leginkább tükröző — lehetséges változatok egyikeként kezelendők, s mindenkinek jogában áll azokat egészében vagy részben elfogadni, felülbírálni és átértékelni vagy elutasítani.

A kubai bauxitprognózis és -kutatás továbbfejlesztésére vonatkozó legfontosabb javaslataink és ajánlásaink a következők:

- szintenkénti, 1:250 000 méretarányú bauxitprognózis kidolgozása az ország egész területére. Ez esetben a feladat a bauxitképződésre, -felhalmozódásra kedvező fejlődéstörténeti szakaszok (?—felső jura; felső jura—felső kréta; felső kréta—középső eocén; felső eocén—miocén, pliocén—quarter), s az ezeken belüli bauxitszintek, illetve területek önálló országos értékelése
- regionális, területi bauxitprognózisok kidolgozása az ország kedvezőnek ítélt nagyobb (néhány ezer km²-es) területrészein. A feladat ez esetben az ország egyes földtani-földrajzi tájegységei potenciális bauxitszintjeinek és bauxitterületeinek 1:100 000—

1:250 000 méretarányú prognosztikus értékelése. Mi itt a számbavehető területeknek csupán néhány lehetséges példáját említjük, rangsorolásuk és egymáshoz viszonyított értékelésük a mindenkor gazdaságpolitikai koncepciók és döntések függvénye. Az általunk ajánlott néhány nagyobb számításba vehető terület a következő:

Nyugat-Kuba: — Sierra de los Organos és a Sierra del Rosario

- a Sierra de los Organos és a Sierra del Rosario északi, illetve déli előtere

Közép-Kuba: — Remedios, Sierra de Jatibonico, Sierra de Cubitas vonulat és északi előtere

- Sierra de Escambray
- a Sierra de Escambray nyugati előtere

Kelet-Kuba: — a Sierra Maestra vonulata és északi előtere

- a Sierra del Nipe, Sierra de Cristal, Sierra de Baracoa nyugati, északi és déli előtereivel egyetemben

- a kedvezőnek ítélt és kijelölt, általában néhány 100 km²-nél nem nagyobb területű szektorokban 1:25 000—1:50 000 méretarányú részletes bauxitföldtani kutatómunkák végzése ipari értékű bauxitlelőhelyek felderítése céljából. A részletes kutatásra javasolt szektorok neve és területe az alábbi (2. sz. táblázat, 3. sz. melléklet).

BAUXITPERSPEKTIVIKUS SZEKTOROK

Sorszám	Szektorszám	Közigazgatási helyzet	Név	Terület km ²	Genetikai típus	Prespektivitás foka
1	1C	Sierra Azul	Pinar del Rio	20	karsztos	perspektív
2	1C	Pan de Guajaibón	Pinar del Rio	150	karsztos	közepes
3	2C	Sierre de Viñales	Pinar del Rio	15	karsztos	közepes
4	3C	San Francisco	Pinar del Rio	170	karsztos	közepes
5	4C	Ceiba del Agua	La Habana	150	karsztos	közepes
6	5C	San Antonio de los Baños	La Habana	150	karsztos	közepes
7	6C	Güines	La Habana	150	karsztos	közepes
8	7C	Madrugá	La Habana	70	karsztos	közepes
9	8C	Aguacate	La Habana	100	karsztos	közepes
10	9C	San Nicolas	La Habana	180	karsztos	közepes
11	IIC	Rodas	Cienfuegos	280	karsztos	perspektív
12	9C	Yaguaramas	Cienfuegos	450	karsztos	közepes
13	10C	Remedios	Cienfuegos	100	karsztos	közepes
14	11C	Sola-Jaronu	Villa Clara	550	karsztos	perspektív
15	12C	Venezuela-Baragua	Camagüey	1000	karsztos	közepes
16	13C	Primer de Enero	Ciego de Avila	1300	karsztos	közepes
17	IVC	Cubitas	Camagüey	320	karsztos	közepes
18	VC	Santa Lucia	Holguin	25	karsztos	perspektív
19	IVC	Guaso	Holguin	270	karsztos	perspektív
20	IL	Maisi	Guantánamo	130	karsztos	perspektív
		Cantarrana	Guantánamo	100	laterites	perspektív

Az ezekre vonatkozó konkrét kutatási terveket kidolgoztuk, értékelés és végrehajtás céljából az illetékes kubai szerveknek átadtuk.

A fent vázolt feladatokat véleményünk szerint a jelen öt éves tervidőszakban — megfelelő munkamegosztással — párhuzamosan lehet végezni. A végrehajtásra vonatkozó programtervezetet kidolgoztuk és azt az illetékes kubai szerveknek továbbítottuk.

Az alkalmazott kutatási módszeregyüttes adaptációjával, illetve kiegészítésével és továbbfejlesztésével kapcsolatos javaslataink és ajánlásaink a következők:

- annak ellenére, hogy az alkalmazott módszerek önmagukban külön-külön és együttesükben is ismertek, illetve általánosan használtak, az a véleményünk, hogy teljes egészükben adaptálhatók és hasznosíthatók más, hasonló felépítésű területek bauxit-prognózisának elkészítésében. Az természetesen a kiválasztott területek mindenkori földtani ismeretességének függvénye, hogy melyik módszernek milyen a súlya vagy szerepe a bauxitprognózis összeállításában
- az egyes kutatási módszerek kiegészítésére és továbbfejlesztésére vonatkozó lehetőségek skálája — a specializáció oldaláról nézve — elvileg korlátlan. Mi most azokra koncentrálunk, amelyeket a komplex bauxit-prognosztikai értékelés szempontjából tartunk fontosnak és hiányukat már jelen munkánk végzése során éreztük

- a földtani-formációs elemzés módszerének kiegészítését és továbbfejlesztését elsősorban a kontinentális-átmeneti és epikontinentális üledékek faciális értékelésének pontosítása, finomítása irányában javasoljuk
- szükségesnek tartjuk a közvetett földtani kutatási ismérvek rendszerének új elemekkel történő bővítését, fejlesztését
- nagy jelentőséget tulajdonítunk az in situ laterites és áthalmazott mállási kérgék (bauxitok) belső üledékföldtani jelenségei tanulmányozásának és értékelésének
- a geomorfológiai módszerek esetében elsősorban a karsztosodás és a bauxitképződés, -felhalmozódás genetikai kapcsolatának részletesebb vizsgálatát ajánljuk különös tekintettel a speciális morfogenetikai és morfofaciális bélyegekre
- bauxitprognosztikai szempontból fontosnak tartjuk a parti síkságok és az azokat kísérő alacsony térszíni helyzetű platók (~ teraszok) komplex — geomorfológiai, talajtani és klimatikus módszerekkel történő — elemzését. Meggyőződésünk, hogy ezekkel a módszerekkel az eddigieknél jobban lokalizálhatók és pontosíthatók a bauxitképződés és -felhalmozódás jelenlegi folyamatai.
- Az általunk felsorolt javaslatok és ajánlások
- együttesükben vagy önállóan alkalmazva azokat — a jövőben újabb kubai bauxitelőfordulás(ok) megismerését és feltárását eredményezhetik, növelve ezzel is az ország ipari potenciálját.

Irodalomjegyzék

(* kéziratok)

- M. Acevedo Gonzalez 1970: Contribucion al estudio de la evolucion geomorfologica de la Sierra de los Organos, P. del Rio Revista Tecnologica, vol. 8. No. 2. pp. 15—34.
- M. Acevedo Gonzalez 1971: Geomorfologia de Sumidero y sus inmediaciones, Sierra de los Organos, Pinar del Rio, Cuba Revista Tecnologica, vol. 9. No. 3—4. pp. 33—54.
- M. Acevedo Gonzalez 1977: Algunas estructuras morfogeneticas del Occidente de Cuba. Voluntad Hidraulica, año XIV. No. 42. pp. 11—16.
- M. Acevedo Gonzalez 1983: Observaciones sobre hipotesis recientemente enunciadas acerca del Plioceno y Pleistoceno de Cuba Occidental. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 7. pp. 37—56.
- M. Acevedo Gonzalez 1984a: Contribucion al estudio regional en el Cuaternario Americano y sus inmediaciones. VI. Congreso Centroamericano de Geologia y Primer Simposio de la Minería, Resúmenes, pp. 48—49, Managua.
- M. Acevedo Gonzalez 1984b: El Cuaternario en el mediterraneo americano y sus inmediaciones. X. Jornada Científica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resúmenes, p. 13. La Habana.
- M. Acevedo Gonzalez—R. Gutierrez Domech 1974: Contribucion al estudio de la estratigrafia del Cuaternario del Occidente de Cuba. Voluntad Hidraulica, año XI. No. 29. pp. 59—62.
- A. F. Adamovich—V. D. Chejovich 1964: Sobre las condiciones geologicas de la formacion de las lateritas en Cuba. Nuestra Industria, Revista Technologica, vol. 2. No. 5. pp. 17—29.
- A. F. Adamovich—V. Chejovich 1965: Sobre el relieve premaastrichtiano del de Oriente y sus relaciones con la geomorfologia contemporanea. Nuestra Industria, Revista Tecnologica, vol. 3. No. 2. pp. 29—35.
- *J. F. Albear—M. A. Iturralde Vinent—G. G. Agrananz—N. A. Mayo Domingo—L. L. Peñalver Hernandez 1977: Memoria explicativa del mapa geologico escala 1:250 000 de las provincias de la Habana. Fondo Geologico, La Habana.
- J. F. de Albear—J. Piotrowski 1984a: El enclave yesifero de San Adrian, Cuba. Observaciones sobre su evolucion geologo-tectonica 27. International Geology and the Space, No. 9. pp. 17—30.
- J. F. de Albear—J. Piotrowsky 1984b: El enclave yesifero San Adrian, Cuba: Observaciones y su evolucion geologo-tectonica 27. International Geological Congress, Abstracts vol. III. sections 06—07. pp. 96—97., Moscow.
- J. F. de Albear—A. de la Torre—G. Carassou 1984: Observaciones sobre las „calizas de Güines” del Mioceno del Occidente de Cuba. X. Jornada Científica, Instituto de Geologia y Paleontologia Resúmenes, p. 16. La Habana.
- J. F. de Albear—A. de la Torre—E. Perez 1984: Nuevas consideraciones sobre ocurrencias de rudistas en el Occidente de Cuba. X. Jornada Científica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resúmenes, p. 17. La Habana.
- J. F. Albear—R. Flores 1984: Implicaciones tectonicas y paleogeograficas de los complejos caoticos en Cuba. Resúmenes del IV. Conferencia Científica sobre Educacion Superior, p. 59. La Habana.
- J. F. de Albear—J. Cobiella 1984: Complejos caoticos de Cuba 27. International Geological Congress, Abstracts vol. III. sections 06—07. pp. 95—96., Moscow.
- G. J. J. Alea 1965: The buried bauxite deposits of Onverdacht, Surinam, South America. Geologie en Mijnb. vol. 44. pp. 44—58.
- G. J. J. Alea 1981: Essential differences between the bauxite deposits along the Southern and Northern edges of the Guiana shield, South America. Economic Geology, vol. 76. No. 5. pp. 1142—1152.
- V. T. Allen—D. Donald Sherman 1965: Genesis of Hawaiian bauxite Economic Geology, vol. 60. pp. 89—99.
- J. W. Antoine—R. G. Martin jr.—T. G. Pyle—W. R. Bryant 1974: Continental margins of the Gulf of Mexico. In: C. A. Burk—C. L. Drake (edit) 1974: The geology of continental margins, pp. 683—693. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- D. D. Arden jr. 1975: Geology of Jamaica and the Nicaragua rise. In: The ocean basins and margins. A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 14. pp. 617—661. Plenum Press, New York—London.
- *K. P. Astajov et al. 1982: Informe sobre los trabajos de levantamiento geologico a escala 1:50 000 en la parte NO de la provincia de Pinar del Rio (hojas 3484—III, 3483—III y 3483a) Fondo Geologico, La Habana.
- J. Aubouin—R. Blanchet—J. C. Carfantan—C. Rangin—J. F. Stephan—M. Tardy 1977: De la region Caribeña a las cordilleras Sur y Norte-americanas. Universidad Nacional Autonoma Mexico, Instituto de Geologia Revista, vol. 1. No. 2. pp. 129—132.
- M. M. Ball—R. G. Martin—W. D. Bock—R. E. Sylwester—R. M. Bowles—D. Taylor—E. L. Coward—J. E. Dodd—L. Gilbert 1985: Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman—Cuban collision zone. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, vol. 69. No. 8. pp. 1275—1294.
- P. O. Banks 1975: Basement rocks bordering the Gulf of Mexico and the Caribbean Sea. In: The ocean basins and margins. A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 4. pp. 191—199. Plenum Press, New York—London.
- A. Barrientos—J. Rudnicki 1984: Nuevos datos sobre el Cuaternario en el extremo Occidental de Cuba. X. Jornada Científica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resúmenes, p. 19. La Habana.
- P. E. Bartók—O. Renz—G. E. G. Westermann 1985: The Siquisique ophiolites, Lara state, Venezuela: A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. Geological Society of America, Bulletin vol. 96. pp. 1050—1055.
- Bárdossy Gy. 1977: Karsztbauxitok. Akadémia Kiadó, p. 413, Budapest.
- G. Bárdossy 1979: Growing significances of bauxites Episodes, vol. 2. pp. 22—25.
- Bárdossy Gy. 1983: A comparasion of the main lateritic bauxite regions of our globe. In: Lateritisation processes. A. J. Melfi—A. Carvalho (edit.) 1983: University of Sao Paulo, Brasil, pp. 16—51.
- *E. Belmustakov—E. Dimitrova—M. Ganev—I. Haydoutov—V. Kostadinov—S. Ianev—I. Ianeva—E. Kojumdijeva—E. Koshujarova—N. Popov—V. Shopov—P. Tcholacov—D. Tchouneva—T. Tzankov—R. Cabrera Ortega—Consuelo Diaz Otero—Manuel Iturralde Vinent—Fidel Roque Marrero 1981: Memoria explicativo del mapa geologico. Geologia del territorio Ciego—Camagüey—Las Tunas. Resultados de las investigaciones y levantamiento geologico a escala 1:250 000 Fondo Geologico, La Habana.
- H. H. Bennett—R. V. Allison 1961: Los suelos de Cuba La Habana, p. 375.
- H. H. Bennett 1962: Algunos nuevos suelos de Cuba Comision Nacional Cubana de la UNESCO, La Habana, p. 127.
- Benkő F. 1977: Az ásványi nyersanyag-prognózis alapvető elvi és módszertani kérdései. Magyar Állami Földtani Intézet, Módszertani Közlemények 1. füzet, p. 63.
- D. Bernoulli—H. C. Jenkyns 1974: Alpine, Mediterranean, and Central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication No. 19. pp. 129—160. Tulsa, Oklahoma, USA.
- B. Biju—Duval G.—Bizon—A. Mascle—C. Muller 1983: Active margin processes: Field observations in Southern Hispaniola In: J. S. Watkins—C. L. Drake

- (edit.) 1983: Studies in Continental margin geology. American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 34. pp. 325–344.
- G. Blackburn—R. M. Taylor 1970: Limestones and red soils of Bermuda. Reply. Geological Society of America, Bulletin vol. 81. pp. 2525–2526.
- D. Bosch—E. Camacho—F. Ortega Sastriques 1984: Influencia de las rocas calizas en la genesis de los suelos ferraliticos rojos de las llanuras carsicas de Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 9. pp. 125–136.
- C. Bowin 1975: The geology of Hispaniola. In: The ocean basins and margins. A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 12. pp. 501–552. Plenum Press, New York—London.
- H. N. Bramlette 1943: Report on Cuba, 1011. Bauxite. United States Geological Survey.
- H. N. Bramlette 1948: Some geologic notes on Cuba. Fondo Geologico, La Habana.
- K. Brezsnýánszky—D. P. Coutin—P. Jakus 1981: Nuevos aspectos acerca del complejos basal en Cuba Oriental. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 3. pp. 23–29.
- K. Brezsnýánszky—G. L. Franco—Gy. Radócz 1983: Perfiles comparativos de las areas de Cabo Cruz y Maisi. In: Contribucion a la geologia de Cuba Oriental, pp. 169–172. La Habana.
- K. Brezsnýánszky—M. A. Iturralde Vinent 1978: Paleogeografia del Paleogeno de Cuba Oriental. Geologie en Mijnbouw, No. 2. pp. 123–134.
- K. Brezsnýánszky—M. A. Iturralde Vinent 1983: Paleogeografia del Paleogeno de Cuba Oriental. In: Contribucion a la geologia de Cuba Oriental, pp. 115–126. La Habana.
- O. P. Bricker—F. T. Mackenzie 1970. Limestones and red soils of Bermuda: Discussion. Geological Society of America, Bulletin vol. 81. pp. 2523–2524.
- P. Bronimann—D. Rigassi 1963: Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of (La) Habana, Cuba and its surroundings. Eclogia Geol. Helv. vol. 56. No. 1. pp. 193–480.
- W. R. Bryant—A. A. Meyerhoff—N. K. Brown jr.—M. A. Furrer—T. E. Pyle—J. W. Antoine 1969: Escarpments, reef trends and diapiric structures in Eastern Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, vol. 53. No. 12. pp. 2506–2542.
- *Y. Y. Buguel'skiy 1973: Sobre la posibilidad de corteza de intemperismo bauxitica en Cuba. Rotaprint, IGEM A. S. URSS, Moscow.
- Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell Cortina 1967: Geoquímica e hidrogeoquímica de la corteza de intemperismo ferroniquelífera de Cuba. Serie Geologica, No. 3. pp. 1–34. La Habana.
- Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell 1972a: La hidrogeoquímica y cuestiones de la genesis de las cortezas de intemperismo niquelíferas de Cuba. Actas del Instituto de Geologia y Paleontologia, No. 2. p. 7.
- Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell 1972b: Influencia del factor hidrogeoquímico en la formacion y distribucion de las cortezas de intemperismo de Cuba. Actas del Instituto de Geologia y Paleontologia, No. 2. pp. 8–9.
- Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell 1973a: El efecto del factor hidrogeoquímico a la formacion y distribucion de la corteza de intemperismo en Cuba. Geologia de los yacimientos minerales de Cuba, pp. 118–131.
- Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell Cortina 1973b: Sobre la existencia de cortezas de intemperismo bauxiticas en Cuba. Actas del Instituto de Geologia y Paleontologia, No. 3. p. 15.
- Y. Y. Buguel'skiy—F. Formell 1974: Sobre la existencia de cortezas de intemperismo bauxites en Cuba. Publicacion especial del Instituto de Geologia y Paleontologia, No. 3. pp. 82–91.
- E. J. Bullard—J. E. Everett—A. G. Smith 1965: The fit of the continents around the Atlantic. In: A Symposium on continental drift. Phil. Transac. Royal Society, No. 258. p. 41.
- C. A. Burk—C. L. Drake (edit.) 1974: The geology of continental margins. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- D. J. Burns 1961: Some chemical aspects of bauxite genesis in Jamaica. Economic Geology 56. No. 7. pp. 1297–1303.
- J. Butterlin 1958: A propos de l'origine des bauxites régions tropicales calcaires. C. R. Somm. des Séances de la Société Géologique de France, No. 5–6. pp. 121–123.
- J. Butterlin 1972: Regards sur l'origine et l'évolution des unites structurales de la région des Caraibes. B. S. G. F. 7. XIV. pp. 46–54.
- J. Butterlin 1974: Les problems soulevés par l'application de la tectonique global a la région des Caraibes. VII. Caribbean Geological Conference, Guadeloupe.
- J. Butterlin 1983: The Caribbean region. In: M. Moulade—A. E. M. Nairn (edit.) 1983: The Phanerozoic geology of the World II. The Mesozoic B, chapter 4. pp. 89–119. Elsevier, Amsterdam—Oxford—New York—Tokyo.
- *R. Cabrera 1975: Informe geologia de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geologicas y levantamiento geologico a escala 1:250 000, realizados durante el periodo 1969–1975. Fondo Geologico, La Habana.
- *R. Cabrera Ortega 1981: Minerales utiles de las provincias de Camagüey y parte de Las Tunas y S. Spiritus. Geologia del territorio Ciego—Camagüey—Las Tunas. Resultados de las investigaciones y levantamiento geologico a escala 1:250 000. Fondo Geologico, La Habana.
- *R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983: Breve esbozo sobre la estructura geologica de Cuba e historia de su desarrollo. Manuscrito preparado para curso de post grado „Geologia de Cuba”, Instituto de Geologia y Paleontologia.
- E. Camacho—J. R. Paulin 1983: Genesis de un suelo ferralítico rojo con predominio de boehmita sobre calizas en la provincia Habana, Cuba. Ciencias de Agricultura No. 15. pp. 49–57.
- J. E. Case 1975: Geophysical studies in the Caribbean sea. In: The ocean basins and margins. A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 3. pp. 107–180. Plenum Press, New York—London.
- J. E. Case—T. L. Holcombe 1980: Map of Caribbean region showing some major tectonic—geomorphic provinces. In: J. E. Case—T. L. Holcombe 1980: Geologic-tectonic map of the Caribbean region, scale 1:2 500 000. Department of the Interior, United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I—1100.
- J. E. Case—L. Holcombe 1980: Geologic-tectonic map of the Caribbean region, scale 1:2 500 000. Department of the Interior, United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I—1100.
- J. E. Case—T. L. Holcombe—R. G. Martin 1984: Map of geologic provinces in the Caribbean region. Geological Society of America, Memoir No. 162. pp. 1–30.
- R. G. Coleman—W. P. Irwin 1974: Ophiolites and ancient continental margins. In: C. A. Burke—C. L. Drake (edit.) 1974: The geology of continental margins, pp. 921–931. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- L. J. Chubb 1963: Bauxite genesis in Jamaica. Economic Geology, vol. 58. No. 2. pp. 286–289.
- O. M. Clarke jr. 1966: The formation of bauxite on karst topography in Eufaula district, Alabama and Jamaica West Indies Economic Geology vol. 61. pp. 903–916.
- J. L. Cobiella 1979: La formacion El Cobre. La Minería en Cuba, vol. 5. No. 3. pp. 17–22.
- J. L. Cobiella Reguera 1983: Algunas consideraciones sobre el origen de la fosa Bartlett. Minería y Geologia, No. 1. pp. 29–56.
- J. Cobiella 1984: Sobre el vulcanismo precenozoico de Cuba Oriental. X. Jornada Científica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resúmenes, p. 50. La Habana.
- J. Cobiella 1984: Sobre el origen del extremo oriental de la fosa de Bartlett. Editorial Oriente, p. 43. Santiago de Cuba.
- J. L. Cobiella Reguera 1985: Curso de Geologia de

- Cuba Editorial Pueblo y Educacion, p. 114. La Habana.
- J. L. Cobiella—J. Rodriguez—M. Campos 1984: Posicion de Cuba Oriental en la geologia del Caribe. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. III, sections 06—07, pp. 166—167, Moscow.
- J. L. Cobiella Reguera—J. Rodriguez Perez 1984: Sobre la edad de la fosa Bartlett (Caiman) y la magnitud de los desplazamientos horizontales de la llamada placa del Caribe, de acuerdo a los datos geologicos del Norte de Centroamerica y Cuba Oriental. Exposicion en el VI. Congreso Centroamericano de Geologia y Primer Simposio de la Minería, p. 13. Managua.
- J. Cobiella—F. Quintas—M. Campos—M. M. Hernandez 1984: Geologia de la region central y suroriental de la provincia de Guantanamo. Editorial Oriente, p. 125, Santiago de Cuba.
- J. B. Comer 1974: Genesis of Jamaican bauxites Economic Geology, 69, pp. 1251—1264.
- Consuelo Diaz Otero 1984: Paleontologia del banco carbonatado de Sierra de Cubitas, provincia de Camagüey, Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. I, sections 01—03, p. 252.
- Consuelo Diaz Otero 1985: Consideraciones paleoecologicas sobre el banco carbonatado de Sierra de Cubitas, provincia de Camagüey, Cuba. Publicacion del Centro de Investigaciones Geologicas, Serie Geologica, No. 2, pp. 8—24.
- Consuelo Diaz Otero—G. Furrázola Bermudez 1984a: Consideraciones sobre la paleogeografia y evolucion geologica de la Sierra de Cubitas, Camagüey. Resúmenes del IV. Conferencia Científica sobre Educacion Superior, p. 51. La Habana.
- Consuelo Diaz Otero—G. Furrázola Bermudez 1984b: Complejo faunal de los bancos carbonatados cretácicos de la zona Remedios y sus implicaciones paleoecologicas. X. Jornada Científica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resúmenes p. 21. La Habana.
- D. P. Coutin—E. Nagy 1976: Nuevos aspectos sobre el desarrollo geologico de Cuba Oriental. III. Congreso Latinoamericano de Geologia, Mexico, Resúmenes p. 37.
- D. P. Coutin—E. Dudich—E. Nagy 1981a: Caracteristicas de las acumulaciones bauxiticas en la provincia de Guantanamo, Cuba Informe Científico-Técnico No. 153, p. 33. Instituto de Geologia y Paleontologia.
- D. P. Coutin—E. Dudich—E. Nagy 1981b: Accumulation of bauxitic materials in Guantanamo province, Cuba. Acta Geologica A. Sci. Hung, vol. 24, No. 2—4, pp. 229—246.
- M. J. Day 1978: Morphology and distribution of residual limestone hills (mogotes) in the karst of Northern Puerto Rico Geological Society of America, Bulletin vol. 89, No. 3, pp. 426—432.
- G. Dengo 1969: Problems of tectonic relations between Central America and the Caribbean. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans. vol. 19, pp. 311—320.
- G. Dengo 1972: Review of Caribbean serpentinites and their tectonic implications. Geological Society of America, Memoir No. 132, pp. 303—312.
- G. Dengo 1975: Paleozoic and Mesozoic tectonic belts in Mexico and Central America. In: The ocean basins and margins. A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 8, pp. 283—323. Plenum Press, New York—London.
- G. Dengo—O. Bohnenberger 1969: Structural development of Northern-Central America (in tectonic relations of Northern Central America and the Western Caribbean). American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 11, pp. 203—220.
- W. R. Dickinson 1973: Widths of modern arc-trench gaps proportional to past duration of igneous activity in associated magmatic arcs. Jour. Geophys. Research, vol. 78, pp. 3376—3389.
- W. R. Dickinson 1974: Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. In: R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication No. 19, pp. 230—239. Tulsa, Oklahoma, USA.
- W. R. Dickinson 1976: Sedimentary basins developed during evolution of Mesozoic-Cenozoic arc-trench system in Western North America. Canadian Jour. Earth Sci. vol. 13, pp. 1268—1287.
- W. R. Dickinson—D. R. Seely 1979: Structure and stratigraphy of forearc regions. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 63, No. 1, pp. 2—31.
- R. S. Dietz—J. C. Holden 1970: Reconstruction of Pangea: Breakup and dispersion of continents, Permian to present. Journal of Geophysical Research, vol. 75, No. 26, pp. 4939—4956.
- R. S. Dietz—J. C. Holden—W. P. Sproll 1970: Geotectonic evolution and subsidence of the Bahamas platform. Geological Society of America, Bulletin vol. 81, No. 7, pp. 1915—1928.
- R. S. Dietz—J. C. Holden—W. P. Sproll 1971: Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: Reply. Geological Society of America, Bulletin vol. 82, pp. 1131—1132.
- R. S. Dietz—J. C. Holden 1973: Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: Reply. Geological Society of America, Bulletin vol. 84, pp. 3477—3482.
- *E. Dimitrova 1981: Petrografia de los granitoides de Camagüey. In: E. Belmustakov et al. 1981: Anexos textuales, tomo IV, pp. 41—58. Fondo Geologico, La Habana.
- T. W. Donnelly 1964: Evolution of Eastern Creater Antillean island arc. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 48, No. 5, pp. 680—696.
- T. W. Donnelly 1975: The geologic evolution of the Caribbean and Gulf of Mexico. Some critical problems and areas. In: The ocean basins and margins. A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 15, pp. 663—689. Plenum Press, New York—London.
- T. W. Donnelly—J. V. Rogers 1978: The distribution of igneous rocks throughout the Caribbean. Geol. Mijnb. vol. 57, pp. 151—162.
- R. H. Dott jr. 1974: The geosynclinal concept. In: R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists Special Publication, No. 19, pp. 1—13. Tulsa, Oklahoma, USA.
- R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists Special Publication, No. 19. Tulsa, Oklahoma, USA.
- *V. Driga—A. Alfonso—G. Garcia—N. Ponce 1978: Informe preliminar sobre los resultados de los trabajos de busqueda de bauxita deluvial en el yacimiento „Sierra Azul” en 1977—1978. Fondo Geologico, La Habana.
- K. J. Drummond—W. O. Addicott—P. W. Richards 1981: Plate tectonic map of the Circum-Pacific region, Northeast quadrant Scale 1:10 000 000. American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma.
- K. J. Drummond—W. O. Addicott—F. R. Mills 1983: Geologic map of the Circum-Pacific region, Northeast quadrant. Scale 1:10 000 000. American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma.
- K. J. Drummond—W. O. Addicott—F. J. Sidlauskas jr.—A. G. Schmidt 1984: Geodynamic map of the Circum-Pacific region, Northeast quadrant. Scale 1:10 000 000. American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahoma.
- Dudich E. 1974: Remarks on cone karst genesis in Cuba. Általános Földtani Szemle, No. 6, pp. 33—40.
- *Dudich E. 1976: Informe tecnico sobre la revision de las perspectivas de bauxitas en la Republica de Cuba. Fondo Geologico, La Habana.
- *Dudich E. 1978: Informe complementario sobre las bauxitas y alitas de Cuba. Instituto de Geologia y Paleontologia, La Habana.
- S. Dzulynski—A. Pszczolkowski—J. Rudnicki 1984: Observaciones sobre la genesis de algunos sedi-

- mentos terrigenos cuaternarios del Occidente de Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 9, pp. 75—90.
- B. *Echevarria—F. Talavera Coronel—D. Tchouneuv—I. Iordanov* 1984: Petrografia y geoquímica de las volcánicas de la region Guaimaro-Las Tunas (Cuba). X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 52. La Habana.
- O. *Eguipko et al.* 1976: Breves características petrográficas y petroquímicas de los principales tipos de rocas magmáticas en la parte central de la Sierra Maestra. Minería y Geología, Serie No. 1. Empresa de Geología y Geofísica, La Habana.
- O. *Eguipko—K. Sukar—V. Pavlov—M. Perez—A. Gurbanov—T. Soto* 1984: Principales particularidades petroquímicas de los granitoides del eugeosinclinal cubano y sus formaciones. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 9, pp. 59—74.
- W. *G. Ernst* 1974: Metamorphism and ancient continental margins. In: C. A. *Burke—C. L. Drake* (edit.) 1974: The geology of continental margins, pp. 907—919. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- *E. *Escobar—V. Virulin* 1982: Información breve sobre bauxitas de Manga Larga. Fondo Geológico, La Habana.
- R. *Evans* 1978: Origin and significance of evaporites in basins around Atlantic margin. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 62, No. 2, pp. 223—234.
- R. W. *Fairbridge* (edit.) 1975: The encyclopedia of world regional geology, Part 1: Western Hemisphere (including Antarctica and Australia). Encyclopedia of Earth Sciences, vol. VIII. Stroudsburg, Pennsylvania.
- R. W. *Fairbridge* 1975: Cuba. In: R. W. *Fairbridge* (edit.) 1975: The encyclopedia of world regional geology, Part 1: Western Hemisphere (including Antarctica and Australia). Encyclopedia of Earth Sciences, vol. VIII. pp. 252—256. Stroudsburg, Pennsylvania.
- V. I. *Finko—I. Z. Korin—F. Formell Cortina* 1967: Sobre da edad de la corteza de intemperismo y las lateritas de Cuba Revista Geológica, Año 1, No. 1, pp. 29—48.
- V. I. *Finko—V. P. Petrov—D. P. Coutin* 1973: Reseña sobre los yacimientos minerales no metalicos de Cuba. In: Geología de los yacimientos minerales de Cuba.
- *V. I. *Finko—M. A. Litzarev—N. D. Samotoin—D. P. Coutin* 1975: Nuevas manifestaciones del aluvio bauxítico en Cuba Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.
- *E. *Fonseca* 1984a: Características de la asociación ofiolítica de la provincia de Pinar del Río. Tesis para la obtención del grado CSC. Praga, p. 241.
- E. *Fonseca* 1984b: Geoquímica de la asociación ofiolítica de la provincia de Pinar del Río. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 53. La Habana.
- E. *Fonseca—V. M. Zelepuguin—M. Hereida* 1984: Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica en Cuba Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 9, pp. 31—46.
- E. *Fonseca—C. Capote—M. Heredia—M. Santa Cruz—V. Zelepuguin* 1984: Desarrollo geotectónico, petrología y mineralización de la asociación ofiolítica de Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. III, sections 06—07, p. 194. Moscow.
- F. *Formell* 1972: La existencia de bauxitas en Cuba. Actas del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2, pp. 66—67.
- *F. *Formell* 1976: Geología, composición sustancial y génesis de las cortezas de intemperismo níquelíferas de Cuba Oriental. Informe mecanografiado de la tesis para la obtención del grado científico de candidato doctor en ciencias geológicas. Instituto de Geología y Paleontología, La Habana.
- F. *Formell Cortina* 1979: Clasificación morfogenética de las cortezas de intemperismo níquelíferas sobre las rocas ultrabásicas de Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 1, pp. 33—49.
- F. *Formell—Y. Y. Buguelskiy* 1972: Sobre la existencia en Cuba de lateritas ferroníquelíferas redepositadas sobre calizas. Actas del Instituto de Geología No. 1, pp. 18—19.
- F. *Formell—Y. Y. Buguelskiy* 1974: Sobre la existencia en Cuba de lateritas ferroníquelíferas redepositadas sobre calizas. Contribución a la geología de Cuba, Publicación Especial del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2, pp. 118—139.
- F. *Formell—P. Jakus—P. Gyarmati* 1977: Nuevas áreas perspectivas para la acumulación de bauxitas carsicas en los alrededores de Guantánamo, Cuba. VIII. Conferencia Geológica del Caribe, Abstracts, pp. 52—53. Curacao.
- F. *Formell—P. Jakus—P. Gyarmati* 1983: Nuevas áreas perspectivas para la acumulación de bauxitas carsicas en los alrededores de Guantánamo, Cuba. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 192—198. La Habana.
- F. *Formell Cortina—J. R. Oro Alfonso* 1980: Sobre los procesos de redeposición en el yacimiento Punta Gorda. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 2, pp. 53—66.
- F. *Formell—Y. Y. Buguelskiy—N. Ponce—E. Saunders* 1984: On the origin and development of the Cuban metal bearing weathering crusts. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. VI, section 12, pp. 104—105.
- P. J. *Fox—C. Heezen* 1975: Geology of the Caribbean crust. In: The ocean basins and margins. A. M. *Nairn—F. G. Stehli* (edit.) 1975: The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 10, pp. 421—466. Plenum Press, New York—London.
- G. L. *Franco* 1975: Las eolianitas del Occidente de Cuba. Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 17, pp. 3—12.
- G. L. *Franco* 1981: Discusión somera sobre las rocas rojas de Cuba Occidental. Serie Espeleológica y Carsológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 40, pp. 3—7.
- G. L. *Franco—Nagy E.—Radócz Gy.* 1977: Desarrollo en el Golfo de Guacanayabo. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 127—133. La Habana.
- G. L. *Franco* 1983b: Consideraciones sobre los depósitos Oligo-miocénicos de Guantánamo. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 138—143. La Habana.
- G. L. *Franco* 1983c: Observaciones sobre el Neógeno-Cuaternario de la faja costera del extremo Oriental de Cuba. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 144—162. La Habana.
- G. L. *Franco* 1984a: Procesos de desagregación en carbonatos del Neógeno cubano. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. II, sections 04—05, p. 74. Moscow.
- G. L. *Franco* 1984b: Ocurrencia de calizas neogénicas desagregadas en Cuba. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 26. La Habana.
- G. L. *Franco—Nagy E.—Radócz Gy.* 1977: Desarrollo de las facies coralinas desde el Oligomioceno hasta el reciente en la región Oriental de Cuba. VIII. Conferencia Geológica del Caribe, Abstracts, pp. 54—55. Curacao.
- G. L. *Franco—Radócz Gy.—Nagy E.* 1981: Contribution to the study of fossil coral facies development in Eastern Cuba. Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, vol. 24, No. 2—4, pp. 257—264.
- G. L. *Franco—Radócz Gy.* 1983: Acerca de los sedimentos marinos recientes. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 163—164. La Habana.
- G. L. *Franco—Nagy E.—Radócz Gy.* 1983: Desarrollo de las facies coralinas desde el Oligomioceno hasta el reciente en Cuba Oriental. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 217—238. La Habana.
- G. L. *Franco—A. de la Torre* 1980: Los depósitos costeros del Sur de la Isla de la Juventud (Isla de Pinos), Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 2, pp. 3—13.
- *G. L. *Franco—Radócz Gy.—A. de la Torre* 1983: Mapa geológico de las formaciones neogénicas de Cuba.

- Escala 1:1 000 000. Instituto de Geología y Paleontología. La Habana.
- G. L. Franco—Consuelo Diaz—A. de la Torre 1984: Hallazgo de fosiles redepositados en la cobertura meridional del macizo metamorfoico de la Isla de la Juventud. X. Jornada Cientifica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 27. La Habana.
- G. L. Freeland—R. S. Dietz 1971: Plate tectonic evolution of Caribbean—Gulf of Mexico region. *Nature*, vol. 232. pp. 20—23.
- G. L. Freeland—R. S. Dietz 1972: Plate tectonic evolution of the Caribbean—Gulf of Mexico region. *Memorias de la VI. Conferencia Geologica del Caribe*, pp. 259—264. Isla de Margarita, Venezuela.
- G. Furrázola Bermúdez—C. M. Judoley—M. S. Mijailovskaya—Y. S. Miroljubov—I. P. Novoiatsky—N. A. Jimenez—J. B. Solsona 1964: Geología de Cuba. Ministerio de Industrias, p. 239. La Habana.
- G. Furrázola Bermúdez—J. R. Sanchez—R. Garcia Sanchez—V. A. Bassov 1978: Nuevo esquema de correlacion de las principales formaciones geológicas de Cuba. *La Minería en Cuba*, vol. 4. No. 3. pp. 36—52.
- M. D. Gidigasú 1976: Laterit soil engineering. Elsevier, p. 554.
- S. Gil—A. Maria Recio 1984: Las secuencias neocomianas del margen continental de Cuba. X. Jornada Cientifica Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 31. La Habana.
- S. Gil—D. Garcia 1984: Las cuencas superpuestas de Cuba, su correlacion y estratigrafia. X. Jornada Cientifica Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 30.
- C. Glockhoff 1973: Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: Discussion. *Geological Society of America, Bulletin* vol. 84. pp. 3473—3476.
- P. L. C. Grubb 1979: Genesis of bauxite deposits in the Lower Amazon basin and Guianas coastal plain. *Economic Geology* vol. 74. pp. 735—750.
- E. Guerasimov—G. Guriev—G. Costariev—V. Sitnikov—E. Saunders 1974: Composition sustancial de las formaciones que contienen bauxita en la Republica de Cuba y sus perspectivas para alumina. *Resúmenes Primera Jornada Cientifico—Técnica*, Tomo II. pp. 57—58.
- E. Guerasimov—G. Guriev—G. Kostarev—E. Saunders 1976: Hallazgo de bauxitas estructurales en la provincia de Oriente. *Editorial Orbe*, p. 1—11. La Habana.
- R. Guerra—J. Rudnicki—A. Barrientos 1984a: Caracterización litoestratigrafica de los depositos sumergidos de la plataforma en la zona costera Occidental de la Isla de la Juventud. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, No. 9. pp. 91—104.
- R. Guerra—A. Barrientos—J. Rudnicki 1984b: Caracterización litoestratigrafica de los depositos sumergidos del shelf en la zona costera de la Isla de la Juventud. *Resúmenes de IV. Conferencia sobre Educacion Superior*, p. 55. La Habana.
- P. W. Guild—W. D. McCartney—G. B. Leech—G. Dengo—K. Ellitsgaard Rasmussen—G. Salas—J. Gonzalez Reyna 1981: Preliminary metallogenic map of North America. Scale: 1:5 000 000. *Interior Geological Survey*, Reston, VA. G 79199. USA.
- P. W. Guild 1981a: Preliminary metallogenic map of North America: A numerical listing of deposits. *Geological Survey, Circular* 858—A, p. 93.
- P. W. Guild 1981b: Preliminary metallogenic map of North America: An alpha betical listing of deposits. *Geological Survey, Circular* 858—B, p. 72.
- R. Gutierrez Domech—N. O. Alvarez Garcia—V. Quesada Garcia 1977: La bioestratigrafia del Neogeno en el Occidente de Cuba. *Voluntad Hidraulica*, año XIV. No. 42. pp. 35—41. No. 43. pp. 3—14.
- Gyarmati P. 1983: Las rocas intrusivas intermedias de Cuba Oriental. In: *Contribucion a la geología de Cuba Oriental*, pp. 99—111. La Habana.
- Gyarmati P.—A. Brito 1983: Relaciones geneticas entre las rocas abisales subvolcanicas y volcanicas de la Sierra Maestra. In: *Contribucion a la geología de Cuba Oriental*, pp. 112—114. La Habana.
- G. Haczewski 1976: Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: An accumulative continental margin in the Jurassic of Western Cuba. *Acta Geol. Pol.* 26. (2) pp. 331—353.
- D. J. Hall—T. D. Cavanaugh—J. S. Watkins—K. J. McMillen 1983: The rotational origin of the Gulf of Mexico based on regional gravity data. In: J. S. Watkins—C. L. Drake (edit.) 1983: *Studies in continental margins geology*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 34. pp. 115—126.
- W. Hamilton 1977: Subduction in the Indonesian region. In: *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. *Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser.* No. 1. pp. 15—32.
- G. Harden—J. H. Bateson 1963: A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. *Economic Geology*, vol. 58. pp. 1301—1308.
- T. Hatherton 1974: Active continental margins and island arcs. In: C. A. Burk—C. L. Drake (edit.) 1974: *The geology of continental margins*, pp. 93—103. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- C. W. Hatten 1967: Principal features of Cuban geology: Discussion American Association of Petroleum Geologists, *Bulletin* vol. 51. No. 5. pp. 780—789.
- J. A. Hartman 1955: Origin of heavy minerals in Jamaican bauxite. *Economic Geology*, vol. 50. No. 7. pp. 738—747.
- R. Hartwich—G. Garcia 1984: Hallazgo de sedimentos del Mioceno al Oeste de la meseta de San Felipe, al NW de ciudad Camagüey. X. Jornada Cientifica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 32. La Habana.
- C. W. Hatten—A. A. Meyerhoff 1970: The Caribbean area: A case of destruction and regeneration of continent: Discussion Geological Society of America, *Bulletin* vol. 81. No. 6. pp. 1855—1860.
- Havasné Szilágyi E.—Mindszenty A.—Vörös I. 1980: Ásványi nyersanyagok prognózisának módszerei, Alumínium [KGST FÁB. 1.8.6. altéma: A mállási kéregben előforduló Al-feldúsulások (lateritbauxitok) prognosztikájának elvi alapjai és módszer-tana]. Budapest, p. 160.
- I. Haydoutov 1984: Model for the Cretaceous geotectonic evolution of Central Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. III. sections 06—07. pp. 223—224. Moscow.
- I. Haydoutov—D. Tchounev—M. Iturralde Vinent 1984: Tectonic zonation of Central Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. III. sections 06—07. pp. 224—225. Moscow.
- A. Hernandez—J. M. Perez Jimenez—O. Ascanio—Chao Chi Kuo—Lio Sin Weng 1973: Genesis y clasificación de los suelos de Cuba. *Texto explicativo del mapa genetico de los suelos de Cuba a escala 1:250 000*, p. 315. Instituto de Suelos, La Habana.
- N. M. Herrera 1961: Contribucion a la estratigrafia de la provincia de Pinar del Rio. *Rev. Soc. Geol. Cubana*, No. 1—2. pp. 9—44.
- F. A. Hildebrand 1960: Occurences of bauxitic clay in the karst area of North-Central Puerto Rico. *Short Papers in the Geological Sciences*, Geological Survey, Professional Paper 400—B, pp. 368—371. Washington.
- V. G. Hill 1955: The mineralogy and genesis of the bauxite deposits of Jamaica, B. W. I. *The American Mineralogists, Journal of the Mineralogical Society of America*, vol. 40. No. 7—8. pp. 676—688.
- V. G. Hill 1973: The bauxites of Jamaica. *Journ. Geol. Soc. Jamaica, Proc. Geol. Symp.* No. 11. pp. 1—5. Kingston.
- V. G. Hill—C. E. Davis 1974: Progress report on compositional correlation and structural relationship in Jamaica bauxite deposits. *Journal Geol. Soc. Jamaica, Bauxite/Alumina Symposium, Special Issue*, pp. 17—24.
- V. G. Hill—W. Goldsmith—C. O. Terrier 1979: Contact phenomenon in the karst bauxite deposits of Jamaica. *International Bauxite Association Review*, vol. 4. No. 4.
- H. R. Hose 1961: The origin of bauxites in British Guyana and Jamaica. *Proc. Fifth Interguyana Geol. Conf.* pp. 185—198.
- H. R. Hose 1963: Jamaica type bauxites developed on

- limestones *Economic Geology* vol. 58, No. 1, pp. 62—69.
- W. T. Horsfield—M. J. Roobol 1974: A tectonic model for the evolution of Jamaica. *Journ. Geol. Soc. Jamaica*, vol. 14, pp. 31—38.
- K. J. Hsü 1974: Melanges and their distinction from olistostromes. In: R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists. Special Publication No. 19, pp. 321—333. Tulsa, Oklahoma, USA.
- *Ilkényé Perlaki E. 1978: A Karib-tengeri szigetek földtana, bauxittelepei és bauxitképződési lehetőségei. (Előtanulmány az N.G.K.B. piackutató program tevékenységéhez.) Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár.
- M. A. Iturralde Vinent 1969: Principal characteristics of Cuban Neogene stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* vol. 53, No. 9, pp. 1938—1955.
- M. A. Iturralde Vinent 1971: Correlacion estratigrafica de los sedimentos del Neogeno de Cuba. *Revista Tecnologica*, vol. IX, No. 1, pp. 15—19.
- M. A. Iturralde Vinent 1972a: Principal characteristics of Oligocene and Lower Miocene stratigraphy of Cuba. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* vol. 56, No. 12, pp. 2369—2379.
- M. A. Iturralde Vinent 1972a: Principales características de la estratigrafía del Oligoceno y Mioceno Inferior de Cuba. *Revista Tecnologica*, vol. X, No. 3—4, pp. 24—35.
- M. A. Iturralde Vinent 1975: Problems in application of modern tectonic hypothesis to Cuba and Caribbean region. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* vol. 59, No. 5, pp. 838—855.
- M. A. Iturralde Vinent 1977a: Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo plataforma de Cuba. Informe Científico-Técnico del Instituto de Geología y Paleontología, No. 20, pp. 3—24.
- M. A. Iturralde Vinent 1977b: Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo plataforma de Cuba. VIII. Conferencia Geológica del Caribe, Abstracts, pp. 79—80. Curacao.
- M. A. Iturralde Vinent 1979: Depositos rojos de la provincia de Camagüey. Resúmenes del VIII. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, p. 20.
- M. A. Iturralde Vinent 1981: Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, No. 3, pp. 51—89.
- M. A. Iturralde Vinent 1982: Aspectos geológicos de la biogeografía de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio* No. 5, pp. 85—100.
- M. A. Iturralde Vinent 1983: An expanding earth model explanation of the origin and evolution of Cuba. In: S. W. Carey 1981: Expanding Earth Symposium, pp. 215—218. University of Tasmania, Sydney.
- *M. A. Iturralde Vinent 1984a: Rasgos principales de la evolución geológica de Cuba. Manuscrito preparado para el VI. Congreso Centroamericano de Geología.
- M. A. Iturralde Vinent 1984b: Olistostromas de la provincia Camagüey. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes, p. 33. La Habana.
- M. A. Iturralde Vinent—A. de la Torre—E. Quintana—R. Morell 1984: Magnesitas sedimentarias en el Mioceno de Camagüey. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes p. 86. La Habana.
- M. A. Iturralde Vinent—T. Mari 1984: Basaltos toleíticos del Titioliano de la Sierra de Camaján (zona de Placetas), Camagüey. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes, p. 57. La Habana.
- M. A. Iturralde Vinent—R. Hartwich—V. Kolb—F. Quintas—W. Roth—F. Roque—D. Wolf—A. Zimmermann 1984: Las ofiolitas de Camagüey, Cuba: Naturaleza, posición tectónica y sedimentos derivados. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. III, sections 06—07, pp. 233—234. Moscow.
- Jakucs L. 1971: A karsztok morfogenetikája. Akadémia Kiadó, p. 310. Budapest.
- A. N. Jimenez 1953: Geografía de Cuba. Editorial Lex, La Habana.
- A. N. Jimenez—V. Panos—O. Stelcl 1968: Carsos de Cuba. Serie Espeleológica y Carsológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2, pp. 1—47.
- K. M. Khudoley 1967a: Principal features of Cuban geology. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 51, No. 5, pp. 668—677.
- K. M. Khudoley 1967b: Principal features of Cuban geology. Reply. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, vol. 51, No. 5, pp. 789—791.
- C. M. Judoley—G. Furrázola Bermúdez 1967: La posición de Cuba en la estructura geológica de la región Caribe. *Revista Tecnológica*, vol. V, No. 6, pp. 10—19.
- C. M. Judoley—G. Furrázola Bermúdez 1971: Geología del área del Caribe y de la costa del Golfo de México. Instituto Cubano del Libro, p. 286. La Habana.
- K. M. Khudoley—A. A. Meyerhoff 1971: Paleogeography and geologic history of Greater Antilles. *Geological Society of America, Memoir* No. 129, p. 200.
- C. M. Judoley—G. Furrázola Bermúdez—R. García 1974: Aspectos generales de la geología de las Antillas Mayores. Resúmenes Primera Jornada Científico-Técnica, Tomo I, pp. 13—14.
- *I. Kanchev—I. Boyanov—N. Popov—R. Cabrera—A. Goranov—N. Iolkicev—M. Kanazirski—M. Stancheva 1978: Informe geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones geológicas y levantamiento geológico a escala 1:250 000, realizado durante el período 1969—1975. Fondo Geológico, La Habana.
- D. E. Karig 1970: Ridges and basins the Tonga-Kermadec island arc system. *Journ. Geophys. Research*, vol. 75, pp. 239—254.
- D. E. Karig 1972: Remnant arcs. *Geological Society of America, Bulletin* vol. 83, pp. 1057—1068.
- D. E. Karig 1974: Evolution of arc systems in the Western Pacific. *Ann. Rev. Earth and Planetary Sci.* vol. 2, pp. 51—75.
- D. E. Karig—G. F. Sharman III, 1975: Subduction and accretion in trenches. *Geological Society of America, Bulletin* vol. 86, pp. 377—389.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1972a: Principales rasgos del desarrollo geológico de Cuba Oriental en el Cenozoico tardío. *Memorias de la VI. Conferencia Geológica del Caribe*, pp. 108—112. Isla de Margarita, Venezuela.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1972b: El problema de las oscilaciones climáticas en el Pleistoceno de Cuba. *Actas del Instituto de Geología y Paleontología*, No. 2.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1972c: Algunas particularidades de las estructuras de los depósitos del Cuaternario continental de Cuba Central y Occidental. Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 10, pp. 3—9.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1972d: Sobre la posible influencia de la abrasión del mar en la formación del relieve de Cuba. *Actas del Instituto de Geología y Paleontología* No. 2, pp. 53—56.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1974: Principales rasgos del desarrollo geológico de Cuba Oriental en el Cenozoico tardío. Contribución a geología de Cuba. *Publicación Especial del Instituto de Geología y Paleontología*, No. 2, pp. 165—173.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1975: On the origin of planation surfaces in the Cuban archipelago. *Quaternary studies. The Negal Society of New Zealand*, pp. 177—179.
- I. P. Kartashov—N. A. Mayo—A. Cherniajovski—L. Peñalver 1976: Descripción de algunas formaciones geológicas del sistema Cuaternario de Cuba, reconocidas recientemente. Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 26, pp. 2—12.
- W. C. Kelly 1961: Some data bearing on the origin of Jamaican bauxite. *American Journal of Science*, vol. 259, pp. 288—294.
- A. L. Knipper—R. Cabrera 1974: Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio-

- y eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba. Contribución a la geología de Cuba, Publicación Especial del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2, pp. 15–77.
- *Kömölösy Gy.—Végh A. 1980: Karib-tengeri térség II. Venezuela, Guyana, Suriname és Francia Guyana bauxitföldtani viszonyai (NGKB piackutató előtanulmány.) Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár.
- *B. M. Kovalov et al. 1982: Informe del levantamiento geológico a escala 1:50 000 en la región de Güines—Madrugá—Pipian (hoja 3784—I y 3884 IV). Fondo Geológico, La Habana.
- M. T. Kozary 1968: Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente province, Cuba, American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 52, No. 12, pp. 2298–2317.
- *V. Kudrjavtsev—V. Messina 1969: Informe sobre los trabajos de búsqueda y evaluación, realizados por la brigada M—16 en la zona La Palma en 1969. Fondo Geológico, La Habana.
- V. I. Kuznetsov—O. V. Snegireva—S. Paz—V. S. Shein—K. A. Kleschov—M. M. Bogdanov 1974: Historia del desarrollo tectónico de Cuba. Resúmenes Primera Jornada Científico-Técnica, tomo 1, pp. 8–9.
- N. P. Laverov—R. Cabrera 1967: Breve aspecto de la metalogénia de los yacimientos hidrotermales de cobre de Cuba. In: Geología de los yacimientos minerales de Cuba.
- J. Perez Lazo—M. Fundora—L. L. Peñalver 1984: Contribución a la geología del Plioceno—Cuaternario de Cuba Occidental según datos paleomagnéticos. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes p. 35, La Habana.
- H. Lehmann 1953: Karst-Entwicklung in den Tropen. Die Umschau in Wissenschaft und Technik, No. 18.
- H. Lehmann 1954: Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen. Erkunde, Band VIII, pp. 130–139.
- H. Lehmann—K. Krömmelbein—W. Lötschert 1956: Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de los Organos auf Cuba. Erkunde, Band. X. Heft. 3, pp. 185–204.
- H. Lehmann 1962: Karstmorphologie. Westermanns Lexikon der Geographie, Braunschweig.
- J. F. Lewis 1977: Granitoid rocks of the Greater Antilles. VIII. Conferencia Geológica del Caribe, Abstracts pp. 90–100. Curacao.
- D. de Villavilla Lilivilla—V. Zelepuguin—M. Dilla—E. Domínguez 1984: Asociaciones vulcanogénicas del arco insular en Cuba Central. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. IV. sections 08–09, p. 290, Moscow.
- E. Linares—P. G. Osadchiy—A. V. Dovbnia—S. Gil—D. García—L. García—A. Zuazo—R. González—V. Bello—A. Brito—W. A. Bush—M. Cabrera—C. Capote—J. L. Cobiella—L. Díaz de Villavilla—O. I. Eguipko—Y. B. Evdokimov—E. Fonesca—G. Furrazola—J. Hernández—C. M. Judoley—L. A. Kondakov—B. A. Markovskiy—A. Norman—M. Perez—L. Peñalver—I. N. Tijomirov—A. L. Vtulockin—F. Vergara—A. M. Zagoskin—V. N. Zelepuguin 1985: Mapa geológico de la República de Cuba. Escala 1:500 000. VSEGEI, Leningrado.
- R. S. Lu—K. J. McMillen 1983: Multichannel seismic survey of the Colombia basin and adjacent margins. In: J. S. Watkins—C. L. Drake (edit.) 1983: Studies in continental margin geology. Association of American Petroleum Geologists, Memoir No. 34, pp. 395–410.
- W. J. Ludwig—J. I. Ewing—M. Ewing—S. Muravchi—N. Den—S. Asano—H. Hotta—M. Hayakawa—T. Asanuma—K. Ichikawa—I. Noguchi 1966: Sediments and structure of the Japan trench. Journ. of Geophys. Research vol. 71, pp. 2121–2137.
- A. Lyew—Ayeé (edit.) 1982: Bauxites. Proceedings of Symposium V., held June 1982, Kingston, Jamaica. Special Issue of the Journal of the Geological Society of Jamaica, p. 328.
- B. T. Malfait—M. G. Dinkelman 1972: Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. Geological Society of America, Bulletin, vol. 83, pp. 251–272.
- P. Mann—K. Burke 1984: Cenozoic rift formation in the Northern Caribbean. Geology, vol. 12, pp. 732–736.
- T. Mari 1984: Basaltos africanos en la asociación ofiolítica en Camagüey. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 58, La Habana.
- M. S. Marlow—D. W. Scholl—E. C. Buffington—T. R. Alpha 1973: Tectonic history of the Central Aleutian arc. Geological Society of America, Bulletin vol. 84, pp. 1555–1574.
- L. Marrero 1951: Geografía de Cuba. La Habana, p. 736.
- *W. Mat'l 1965: Revisión de las manifestaciones de materia prima no-metálicas de la provincia de Las Villas. Fondo Geológico, La Habana.
- *W. Mat'l 1967: Búsqueda de bauxitas en la provincia de Las Villas y Camagüey. Fondo Geológico, La Habana.
- P. H. Mattson 1973: Middle Cretaceous nappe structure in Puerto Rican ophiolites and their relation to the tectonic history of the Greater Antilles. Geological Society of America, Bulletin vol. 84, No. 1, pp. 21–37.
- P. H. Mattson 1973: Cuba. In: A. M. Spenser (edit.) 1973: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts. Geological Society, Special Publication No. 4, pp. 625–638. London.
- P. H. Mattson 1977: Tectonic model of subduction, buoyant braking, flipping, and subsequent transform motion in the Northern Caribbean. VIII. Conferencia Geológica del Caribe, Abstracts, p. 113. Curacao.
- N. Mayo 1970: Depósitos pleistocénicos de los cauces abandonados de la Sierra de los Organos, evidencias de periodos fluviales. Serie Espeleológica y Carsológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 30.
- N. O. Mayo—L. Peñalver 1973: Los problemas básicos del Pleistoceno de Cuba. Actas del Instituto de Geología y Paleontología, No. 3, pp. 61–65.
- N. O. Mayo—L. L. Peñalver 1976: Los cambios glacio-eustáticos del nivel del mar y las modificaciones climáticas de Cuba y la región del Caribe durante el Cuaternario. Conferencia presentada en el III. Congreso Latinoamericano de Geología, México.
- R. C. McDonald 1979: Morphology and distribution of residual limestone hills (mogotes) in the karst of Northern Puerto Rico: Discussion and Reply. Geological Society of America, Bulletin vol. 90, No. 4, pp. 414–416.
- N. McFarlane 1980: Metallogenic bauxite provinces of Latin America: the metallogenesis concept expanded. Metallogenesis in Latinoamérica. Publicación IUGS, No. 5. Symposium Internacional, Febrero 3–6, 1980, México, pp. 213–221.
- A. A. Meyerhoff 1981: Potencial y desarrollo tectónico del Caribe y Centroamérica. Petróleo Internacional, No. 4–6, pp. 80–90, p. 70–82.
- A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten 1968: Diapiric structures in Central Cuba. In: Diapirism and diapirs. American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 8, pp. 315–357.
- A. A. Meyerhoff C. W. Hatten 1974: Bahamas salient of North America: Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 58, No. 6, pp. 1201–1239.
- A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten 1974: Bahamas salient of North America. In: C. A. Burk—C. L. Drake (edit.) 1974: The geology of continental margins, pp. 429–446. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- A. A. Meyerhoff—K. M. Khudoley—C. W. Hatten 1969: Geologic significance of radiometric dates from Cuba. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 53, No. 12, pp. 2494–2500.
- G. Millan 1974: Nuevos datos sobre la geología del complejo metamórfico de Isla de Pinos, Cuba. Contribución a la geología de Cuba, Publicación Especial del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2, pp. 105–115.
- G. Millan 1981: Geología del macizo metamórfico de la isla de la Juventud. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 3, pp. 4–22.

- G. Millan—M. L. Somin 1976: Algunas consideraciones sobre las metamorfitas cubanas. Serie Geologica del Instituto de Geologia y Paleontologia No. 27. pp. 3—21.
- G. Millan—M. L. Somin 1981: Litologia, estratigrafia, tectonica y metamorfismo del macizo de Escambray Editorial Academia, p. 104. La Habana.
- G. Millan—M. L. Somin 1984a: El macizo de Escambray: Composicion de una gigantesca ventana tectonica en Cuba Sur-Central. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. III. sections 06—07. p. 326. Moscow.
- G. Millan—M. L. Somin 1984b: Contribucion a la geologia de las metamorfitas y al desarrollo paleotectonico del Sur de Cuba Central. X. Jornada Cientifica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resumenes, p. 60. La Habana
- G. Millan—Consuelo Diaz—M. L. Somin 1984a: Sobre la edad de la formacion terrigena metamorfozada que aflora en el extremo oriental de Cuba. Resumenes del IV. Conferencia Cientifica sobre Educacion Superior, p. 58. La Habana.
- G. Millan—M. L. Somin—Consuelo Diaz 1984b: Geologia del macizo montañoso de la Sierra del Purial (extremo Oriental de Cuba) X. Jornada Cientifica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resumenes, p. 61. La Habana.
- *Mindszenty A. 1985: Laterites. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Ásványtani Tanszék, p. 37. Budapest.
- *Mineralimpex 1980: A világ becsült bauxitkészletei és bauxittermelése, egyéb alumíniumoxid-tartalmú kőzetek és ásványok. Magyar Állami Földtani Intézet, Adattár.
- A. H. Mitchell—H. G. Reading 1971: Evolution of island arcs Journ. of Geology, vol. 79. No. 3. pp. 253—284.
- P. Molnar—L. R. Sykes 1969: Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and seismicity Geological Society of America, Bulletin vol. 80. pp. 1639—1684.
- G. F. Moore—D. E. Karig 1976: Development of sedimentary basins of the lower trench slope. Geology, vol. 4. pp. 693—697.
- J. C. Moore—W. Connelly 1977: Mesozoic tectonics of the Southern Alaska margin. In: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. No. 1. pp. 71—82.
- *E. Morente Garcia—N. Dieguez Bazaya 1982: Evaluacion de perspectivas bauxiticas en Cuba. Los depositos rojos en la Sierra de Cajueri, provincia de Guantanamo. Trabajo de diploma, Instituto Superior Minero-Metalurgico, Moa.
- J. H. Moses—W. D. Mitchell 1963: Bauxite deposits of British Guiana and Surinam in relation to underlying unconsolidated sediments suggesting two-step orogin. Economic Geology, vol. 58. No. 2. pp. 250—262.
- A. A. Mossakovsky—J. F. Albear 1979: Estructura de cabalgamiento de Cuba Occidental y Norte e historia de su formacion a la luz del estudio de los olistostromas y las molasas Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 1. pp. 3—31.
- A. E. M. Nairn—F. G. Stehli 1974: A model for the North Atlantic. In: A. E. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1974: The ocean basins and margins, The North Atlantic, pp. 1—14. Plenum Press, New York—London.
- A. E. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1974. The ocean basins and margins, vol. 2. The North Atlantic. Plenum Press, New York—London.
- A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975. The ocean basins and margins, vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Press, New York—London.
- Nagy E. 1972: Perfil transversal esquematico de Oriente desde el punto de vista de la tectonica de placas (hipotesis). Actas del Instituto de Geologia y Paleontologia, No. 2. pp. 63—66.
- Nagy E.—Radócz Gy. 1973: Observaciones en las rocas hornfelsizadas de Oriente septentrional. Actas del Instituto de Geologia y Paleontologia, No. 3. pp. 79—82.
- *Nagy E.—D. P. Coutin—Brezsnyánszky K.—Gyarmati P.—Radócz Gy. 1975: Nuevos datos sobre posibilidades de acumulaciones industriales de bauxitas en Cuba. Instituto de Geologia y Paleontologia.
- *Nagy E.—Brezsnyánszky K.—A. Brito—D. P. Coutin—F. Formell—G. Franco—Gyarmati P.—Jakus P.—Radócz Gy. 1976: Texto explicativo del mapa geologico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000 levantada y confeccionada por la brigada cubanahungara entre 1972 y 1976. Fondo Geologico, La Habana.
- Nagy E.—Jakus P.—A. Brito—Gyarmati P. Brezsnyánszky K.—M. A. Iturralde Vinent—G. L. Franco—Radócz Gy.—N. Perez—F. Formell—A. de la Torre—J. F. Albear 1983: Contribucion a la geologia de Cuba Oriental. Editorial Cientifico-Tecnica, p. 273. La Habana.
- National Academy of Sciences 1979: Continental margins, geological and geophysical research needs and problems (ad hoc panel to investigate the geological and geophysical research needs and problems of continental margins). Ocean Sciences Board, Assembly of Mathematical and Physical Sciences, National Research Council, Washington D. C.
- *A. Nicolaev et al. 1981: Informe sobre los resultados de los trabajos de busqueda y levantamiento a escala 1:100 000 en la Sierra del Purial. Fondo Geologico, La Habana.
- O. R. Oxburgh—D. L. Turcotte 1970: Thermal structure of island arcs. Geological Society of America, Bulletin vol. 81. pp. 1665—1688.
- S. A. Norton 1973: Laterite and bauxite formation Economic Geology, vol. 68. No. 3. pp. 353—361.
- *R. Ochoa—M. Regüíferos—J. L. Cuza—C. Puig 1980: Informe geologico sobre los trabajos del yacimiento de calizas „Los Caliches” Fondo Geologico, La Habana.
- H. Okada 1974: Migration of ancient arc-trench systems. In: R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication No. 19. pp. 311—320. Tulsa, Oklahoma, USA.
- J. R. Oro—J. Arzuaga 1984: Acerca de las denominadas rocas „exoticas” del complejo ofiolitico de Cuba. X. Jornada Cientifica, Instituto de Geologia y Paleontologia, Resumenes, p. 63. La Habana.
- M. Orta—V. I. Pokrishkin 1974: Caracteristicas de los yacimientos de caolines de la Isla de Pinos. Resumenes, Primera Jornada Cientifico-Tecnica, Tomo II. p. 63.
- V. Panos—O. Stelcl 1968: Physiographic and geologic control in development of Cuban mogotes. Ann. of. Geomorph. vol. 12. pp. 117—173.
- G. Pardo 1975: Geology of Cuba. In: A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The ocean basins and margins, The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 13. pp. 553—615. Plenum Press, New York—London.
- *V. Pavlov—K. Sukar—M. Perez—T. Soto 1984: Los granitoides de Cuba y sus edades. Fondo Geologico, La Habana.
- P. Mireya—O. Equipko—K. Sukar—M. T. Soto 1984: Desarrollo del magmatismo granitoideo en la isla de Cuba y su especializacion metalogenica. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. IV. sections 08—09. p. 420.
- L. L. Peñalver Hernandez 1982: Correlacion litoestratigrafica entre los depositos cuaternarios de la plataforma Noroccidental de Pinar del Rio y las zonas emergidas proximas Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 5. pp. 63—83.
- L. L. Peñalver 1984a: Acerca de las caracteristicas litoestratigraficas de las secuencias Plioceno-Cuaternarias de la cienaga de Zapata Resumenes del IV. Conferencia Cientifica sobre Educacion Superior, p. 50. La Habana.
- *L. L. Peñalver 1984b: Esquema estratigrafico del Cuaternario de Cuba. (Curso de post grado de Antropogeno de Cuba) Instituto de Geologia y Paleontologia.
- L. L. Peñalver Hernandez—J. R. Oro Alfonso—A. Barrientos Duarte 1982a: Las secuencias carbonatadas del Plioceno-Pleistoceno „humedo” de Cuba

- Occidental. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 5. pp. 25—42.
- L. L. Peñalver Hernandez—J. R. Oro Alfonso—A. Barrientos Duarte 1982b: Las secuencias terrigenas del Plioceno Superior—Pleistoceno „humedo” de Cuba Occidental. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 5. pp. 43—61.
- L. Peñalver—I. Cherniajovski—I. P. Kartashov—N. A. Mayo 1974: Algunos depositos cuaternarios del Occidente de Cuba. Actas del Instituto de Geologia y Paleontologia No. 4. pp. 48—52.
- L. L. Peñalver—A. Barrientos—R. Guerra 1984: El sistema Cuaternario en Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. I. sections 01—03. pp. 406—407. Moscow.
- X. Le Pichon—P. J. Fox 1971: Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the North Atlantic. Journ. Geophys. Research, vol 76. pp. 6294—6308.
- J. Piotrowski 1976: First manifestations of volcanism in the Cuban geosyncline. Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terr. 24. No. 3—4.
- *K. Piotrowska—A. Pszczolkowski—J. Piotrowski—R. Myczynski—J. Rudnicki—M. Khuzniarski—L. L. Peñalver—G. Franco—N. Perez—J. F. Albear 1981: Texto explicativo para el mapa geologico en la escala 1:250 000 de la provincia de Matanzas Fondo Geologico, La Habana.
- V. I. Pokrishkin 1967: Areas de prospeccion y estudio de fosforitas en la Republica de Cuba. Revista Tecnologica, vol. 5. No. 2. pp. 3—16.
- N. Ponce Seoane 1980: Condiciones geograficas de formacion de las cortezas ferromagnesianas de las menas industriales de Cuba Nor-Oriental. La Minería en Cuba vol. 6. No. 1. pp. 61—64.
- *N. Ponce Seoane 1982: Clasificación genética de las bauxitas de Cuba. Fondo Geologico, La Habana.
- N. Ponce Seoane—E. Saunders—L. Kheonina—D. Carillo 1983: Características mineralógicas de las menas industriales de los yacimientos lateríticos ferromagnesianos del macizo Mayari-Baracoa. Serie Geologica del Centro de Investigaciones Geológicas, No. 2. pp. 49—66.
- N. Ponce—O. Razumovsky—M. Dilla—L. Daniliuk—A. Dominiguez—V. Osipov 1984: El yacimiento de bauxitas „Pan de Guajabon” en la isla de Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. VI. section 12. p. 253. Moscow.
- N. A. Ponce Seoane—O. Razumovskiy—M. Dilla—L. Daniliuk—A. Dominiguez—V. Osipov 1985: El yacimiento de bauxitas „Pan de Guajabon” en la Isla de Cuba. Revista Tecnologica, vol. XV. Serie Geologica No. 1. pp. 51—60.
- N. Ponce—L. Korpás—O. Razumovskiy 1985: The bauxite perspectives of the Cuban Neogene. VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Abstracts, p. 476. Hungarian Geological Survey, Budapest.
- *N. Ponce—O. Razumovskiy—L. Korpás—L. Altarriba—D. Carillo—M. Dilla—J. Ariosa 1986: Evaluación perspectiva de bauxitas de Cuba Informe del tema 028—01. Fondo Geologico, La Habana.
- A. Pszczolkowski 1976: Estratigraphic-facies sequences of the Sierra del Rosario, Cuba. Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terr. 24. No. 3—4. pp. 193—203.
- A. Pszczolkowski 1981: El banco carbonatado Jurásico de la Sierra de los Organos, provincia de Pinar del Rio: su desarrollo y situación paleotectónica. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 3. pp. 37—50.
- A. Pszczolkowski 1984a: Composición del material clástico de las arenitas de la formación San Cayetano en la Sierra de los Organos, provincia Pinar del Rio. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes p. 36. La Habana.
- A. Pszczolkowski 1984b: Nuevos datos sobre la litoestratigrafía de los sedimentos del Cretácico y Paleógeno de la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Rio. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes p. 37. La Habana.
- A. Pszczolkowski 1984c: Sobre la edad del metamorfismo y la estructura tectónica de la faja Cangre, provincia de Pinar del Rio. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes p. 66. La Habana.
- A. Pszczolkowski—J. F. Albear 1982: Subzona estructural-facial de Bahía Honda, Pinar del Rio: su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y del Paleógeno. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 5. pp. 3—24.
- A. Pszczolkowski—J. F. Albear 1983: La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la Sierra del Rosario, provincia de Pinar del Rio, Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, No. 6. pp. 41—52.
- A. Pszczolkowski—J. F. de Albear 1984: The Bahía Honda facies-structural subzone, Pinar del Rio: its tectonic and some data about the Upper Cretaceous-Paleogene sedimentation and paleogeography. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. III. sections 06—07. p. 367. Moscow.
- A. Pszczolkowski—R. Flores 1984: Fases tectónicas del Cretácico y Paleógeno de Cuba Occidental y Central. VI. Congreso Centroamericano de Geología y Primer Simposio de la Minería, Resúmenes pp. 71—72. Managua.
- *A. Pszczolkowski—K. Piotrowska—R. Myczynski—J. Piotrowski—A. Skupinski—J. Grodzicky—D. Danilewski—G. Haczewski 1975: Texto explicativo al mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Pinar del Rio. Fondo Geologico, La Habana.
- Y. M. Puscharovskiy—J. F. de Albear 1974: Mapa tectónico de la región del Caribe. Escala 1:7 500 000. (Texto aclaratorio del mapa tectónico presentado en el Atlas Nacional de Cuba 1970.) Contribución a la geología de Cuba, Publicación Especial del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2. pp. 9—13.
- Radóczy Gy.—G. Franco 1976: Posición de las calizas arrecifales del Cuaternario en la costa Sur de Cuba Oriental. III. Congreso Latinoamericano de Geología, México Resúmenes p.
- Radóczy Gy.—Nagy E. 1983: Manifestaciones carboníferas en la molasa del Cretácico Superior de Cuba Oriental. In: Contribución a la geología de Cuba Oriental, pp. 186—191. La Habana.
- E. Lopez Ramos 1975: Geological summary of the Yucatan peninsula. In: A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The ocean basins and margins, The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 7. pp. 257—282. Plenum Press, New York—London.
- A. E. Ringwood 1974: The petrological evolution of island arc systems. Journ. Geol. Soc. vol. 130. pp. 183—204.
- E. Robinson 1971: Observation on the geology of Jamaican bauxite. Journ. Geol. Soc. Jamaica, Bauxite/Alumina Symposium, Special Issue, pp. 3—9.
- R. Rodriguez—R. Guerra—M. Cabrera—A. Hernandez 1984: Rasgos característicos de la distribución mineralógica en los depósitos cuaternarios del shelf Noroccidental de Isla de la Juventud, Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts vol. I. sections 01—03. p. 412. Moscow.
- R. V. Ruhe—J. G. Cady—R. S. Gomez 1961: Paleosoils of Bermuda Geological Society of America, Bulletin vol. 72. pp. 1121—1142.
- A. G. Ryabukhin—V. D. Tchekhovich—L. P. Zonen-shain—P. P. Shirshov—V. E. Khain 1984: Development of the Caribbean basin at the Western part of Tethys. 27. International Geological Congress, Palaeoceanography Colloquium 03. vol. 3. pp. 104—113.
- R. Garcia Sanchez 1978: Notas sobre la constitución geológico-estructural de la depresión Los Palacios. La Minería en Cuba, vol. 4. No. 3. pp. 30—35.
- D. W. Scholl—M. S. Marlow 1974: Sedimentary sequence in modern Pacific trenches and the deformed Circum-Pacific eugeosyncline. In: R. H. Dott jr.—R. H. Shaver (edit.) 1974: Modern and ancient geosyncline sedimentation. Society of economic paleontologists and mineralogists, Special Publication No. 19. pp. 193—211. Tulsa, Oklahoma, USA.
- E. P. Saunders—N. Ponce Seoane 1984: El papel de la redistribución en las cortezas de intemperismo ferromagnesianas de la región de Moa, Cuba. 27.

- International Geological Congress, Abstracts vol. VI. section 12. pp. 288—289. Moscow.
- D. R. Seely 1977: The significance of landward vergence and oblique structural trends on trench inner slopes. In: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. No. 1. pp. 187—198.
- D. R. Seely 1979: The evolution of structural highs bordering major forearc basins. In: J. S. Watkins—L. Montadert—P. W. Dickerson (edit.) 1979: Geological and geophysical investigations of continental margins, American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 29. pp. 245—260. Tulsa, Oklahoma, USA.
- D. R. Seely—P. R. Vail—G. G. Walton 1974: Trench slope model. In: C. A. Burke—C. L. Drake (edit.) 1974: The geology of continental margins, pp. 249—260. Springer Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- *Y. L. Semenov—A. L. Tijomirov—A. I. Lisitsin—R. Segura Soto—G. Furrázola Bermúdez 1968: Magma-tismo intrusivo y metalogenia de Cuba. Fondo Geológico, La Habana.
- E. Shanzer—O. M. Petrov—G. Franco 1975: Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba. Las terrazas pleistocénicas de la región Habana-Matanzas y los sedimentos vinculados a ellas. Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 21. pp. 3—26.
- E. V. Shantser—O. M. Petrov—G. L. Franco 1976: Sobre terrazas marinas costeras de Cuba y depósitos asociados (en ruso). In: Sedimentación y formación del relieve de Cuba en el Cuaternario, pp. 34—81.
- V. S. Shein—K. A. Kleschov—S. S. Ivanov—M. Marrero—G. Hernandez—E. M. Jajalev 1974: Constitución geológica profunda de Cuba y su plataforma marina según los datos geológico-geofísicos. Resúmenes, Primera Jornada Científico-Técnica, Tom. I. pp. 36—37.
- V. S. Shein—A. K. Klishov—J. L. Iparraguirre—Á. E. García—J. G. Lopez—R. Rodríguez—J. O. Lopez 1984: Mapa tectónico de Cuba en escala 1:500 000. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. III. sections 06—07. pp. 401—402. Moscow.
- V. S. Shein—S. P. Maximov—J. Yparraguirre Peña—R. Rodríguez Hernandez—J. G. Lopez Rivera—E. García Alvarez 1985: Nota explicativa al mapa tectónico de Cuba, escala 1:500 000, Ministerio de la Industria Básica, p. 47. La Habana.
- R. E. Sheridan—J. T. Crosby—G. M. Bryan—P. L. Stoffa 1981: Stratigraphy and structure of Southern Blake plateau, Northern Florida straits and Northern Bahama platform from multichannel seismic reflection data. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 65. No. 12. pp. 2571—2593.
- *I. Shevchenko—V. Frolov—R. Lugo—A. Dobnia—Y. Laverov—V. Burov—O. Eguipko—V. Rifitin—G. Pak—L. Rogosov—J. Santana—V. Bello—O. Diaz—P. Vega—J. Rob 1979: Informe final sobre: los trabajos de levantamiento búsqueda, escala 1:100 000 en las zonas de la parte Sur del anticlinorio Camagüey (región Guaimaro Victoria de las Tunas). Fondo Geológico, La Habana.
- I. G. Sinclair 1967: Bauxite genesis in Jamaica, new evidence from trace element distribution. Economic Geology, vol. 62. pp. 482—486.
- V. Skvor 1969: The Caribbean area: a case of destruction and regeneration of continent. Geological Society of America, Bulletin vol. 80. pp. 961—968.
- M. L. Somin—G. Millan 1977: Sobre la edad de las rocas metamórficas cubanas. Informe Científico-Técnico del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2. pp. 3—11.
- R. Segura Soto—C. Nuñez Bilbao—J. Fernandez Carmona—E. Millan García 1984: Complejos litológicos y relaciones estratigráficas en los pozos Dimas No. 1. y San Ramon No. 1. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes, p. 39. La Habana.
- *M. L. Somin—G. Millan 1981: Geología de los complejos metamórficos de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología.
- Somos L. 1971: Aluminio y cromo en las lateritas níquelíferas del yacimiento „Pinares de Mayarí” (provincia de Oriente) Revista Tecnológica vol. 9. No. 3—4. pp. 8—21.
- T. Soto—K. Sukar—M. Perez 1984: Algunas características petrológicas del complejo intrusivo de composición ácida-media de la Sierra Maestra. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes, p. 68. La Habana.
- W. Spence 1977: The Aleutian arc: tectonic blocks, episodic subduction, strain diffusion and magma generation. Journ. Geophys. Research, vol. 82. pp. 213—230.
- F. G. Stehli 1974: The geology of the Bahama-Blake plateau region. In: A. E. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1974: The ocean basins and margins, The North Atlantic, pp. 15—39. Plenum Press, New York—London.
- Suelos De Cuba (1975—) 1980: Dirección Nacional de Suelos y Fertilizantes, INRA. Tomo I. p. 347., Tomo II. p. 319. La Habana.
- K. Sukar—V. A. Pavlov—M. Perez 1984: Los granitoides del territorio de Cuba y sus edades. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 69. La Habana.
- C. Ruiz Suñi—A. J. García Estape 1984: Estado actual de las investigaciones geológicas en la plataforma submarina de Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. II. sections 04—05. p. 203. Moscow.
- *V. Svoboda 1966: Informe final sobre la búsqueda de los yacimientos de minerales en la provincia de Oriente, República de Cuba (1964—1966). Fondo Geológico, La Habana.
- *Szabó E. 1977a: Bauxitföldtani megfigyelések és első kísérlet bauxitprognózis kidolgozására Kubában. Bauxitkutató Vállalat, Balatonalmádi.
- *Szabó E. 1977b: Observaciones geológicas sobre la bauxita y primer intento de elaborar los principios del pronóstico de bauxitas en Cuba. Fondo Geológico, La Habana.
- *Szabó E. 1977c: Plató típusú lateritbauxitok felderítésének javasolt szempontjai a jelenben is lateritesedést mutató trópusi—szubtrópusi területeken. (Melléklet a plató típusú lateritbauxitok tudományos prognózisa c. témához.) Bauxitkutató Vállalat, Balatonalmádi.
- M. Talwani—W. C. Pitman (edit.) 1977: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. No. 1. p. 470. Washington, D. C.
- G. R. Taylor—G. W. Hughes 1975: Biogenesis of the Rennell bauxite Economic Geology, vol. 70. pp. 542—546.
- D. Tchounev—F. Coronel Talavera—B. Echevarría—I. Ianeva—S. Ianev 1984: Volcanismo Cretácico de la región Ciego de Avila/Camagüey/Las Tunas, Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. IV. sections 08—09. p. 475. Moscow.
- *V. P. Teleguin 1976: Breve informe sobre el descubrimiento de un yacimiento de bauxita en la República de Cuba. Fondo Geológico, La Habana.
- V. P. Teleguin—E. Saunders—D. M. Turoutsev 1978: La fotointerpretación geológica y su papel en el descubrimiento de una manifestación de bauxitas. La Minería en Cuba, vol. 4. No. 2. pp. 20—27.
- E. Tolkunov—R. O. Cabrera 1972: Particularidades de la geología y la metalogenia de las regiones mineralizadas de Las Villas y Oriente. Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 7. pp. 1—27.
- A. Tollmann 1973: Grundprinzipien der Alpenen Deckentektonik, Franz Deuticke, Wien.
- A. de la Torre 1966: El Terciario Superior y el Cuaternario de los alrededores de Matanzas. Academia de Ciencias de Cuba, Departamento de Geología, pp. 5—51.
- A. de la Torre 1968: Columna geológica provisional del Cenozoico del Occidente de Cuba con notas explicativas. Serie Geológica del Instituto de Geología y Paleontología, No. 1. pp. 3—12.
- A. de la Torre 1972: Esquema estratigráfico del Neógeno y del Cuaternario de Cuba. Actas del Instituto de Geología y Paleontología, No. 2. pp. 79—85.

- A. de la Torre—E. Perez 1984: Observaciones paleoecológicas sobre la formación El Abra del Plioceno Superior, Matanzas. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología, Resúmenes p. 40. La Habana.
- A. de la Torre—G. Franco—G. Carassou—E. Paret—I. Delgado 1984: Asociados de Moluscos del Plioceno-Cuaternario del Occidente de Cuba y sus implicaciones estratigráficas. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. I. sections 01—03. p. 322. Moscow.
- E. Uchupi 1973: Eastern Yucatan continental margin and Western Caribbean tectonics. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 57. No. 6. pp. 1075—1085.
- E. Uchupi 1975: Physiography of the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. In: A. M. Nairn—F. G. Stehli (edit.) 1975: The ocean basins and margins, The Gulf of Mexico and the Caribbean, chapter 1. pp. 1—64. Plenum Press, New York—London.
- S. Uyeda 1977: Some basic problems in the trench-arc-back arc system. In: M. Talwani—W. C. Pitman (edit.) 1977: Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. No. 1. pp. 1—14.
- I. Valetón 1972: Bauxites. Elsevier, p. 226. Amsterdam—London—New York.
- E. Morejon Varela 1984: Causas de la alteración de equilibrio agua dulce-salada acuíferos cársticos litológicos de Cuba. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. VII. sections 13—16. pp. 528—529.
- *Vecsernyés Gy. 1980: Recopilación de los resultados geológicos de las marchas hechas entre los días de 23. IV.—8. V. 1980. Fondo Geológico, La Habana.
- *Vecsernyés Gy. 1981: Informe final del asesoramiento hecho en la República de Cuba en el período de noviembre 1979 a noviembre 1981. Fondo Geológico, La Habana.
- *Vecsernyés Gy.—N. Ponce Seoane 1981: Consideraciones sobre el material bauxítico redepositado en la zona Cunagua-Santa María (Camagüey Nor-occidental). Fondo Geológico, La Habana.
- O. F. Viniegra 1971: Age and evolution of salt basins of South-Eastern Mexico. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin vol. 55. pp. 478—494.
- D. R. de Vletter 1963: Genesis of bauxite deposits in Surinam and British Guiana. Economic Geology, vol. 58. pp. 1002—1006.
- J. L. Walper 1971: Geotectonic evolution and subsidence of Bahama platform: Discussion. Geological Society of America, Bulletin vol. 82. pp. 1129—1130.
- G. Wadge—T. H. Dixon 1984: A geological interpretation of seasat-sar imagery of Jamaica. Journal of Geology, vol. 92. pp. 561—581.
- G. G. Waterman 1962: Some chemical aspects of bauxite genesis in Jamaica. Economic Geology, vol. 57. No. 5. pp. 829—830.
- J. S. Watkins—L. Montadert—P. Wood Dickerson (edit.) 1979: Geological and geophysical investigations of continental margins. American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 29. Tulsa, Oklahoma, USA.
- J. S. Watkins—C. L. Drake (edit.) 1983: Studies in continental margin geology. American Association of Petroleum Geologists, Memoir No. 34. Tulsa, Oklahoma, USA.
- H. M. Watson 1980: Some tropical landforms of Puerto Rico. Geological Survey, Professional Paper No. 1159. p. 39.
- H. M. Watson 1980: Geology of the Middle Tertiary formations of Puerto Rico. Geological Survey, Professional Paper No. 953. p. 93.
- R. Weyl 1961: Die Geologie Mittelamerikas. Gebrüder Borntraeger, p. 226. Berlin.
- R. Weyl 1966: Geologie der Antillen. Gebrüder Borntraeger, p. 410. Berlin.
- R. Weyl 1975: West Indies. In: R. W. Fairbridge (edit.) 1975: The encyclopedia of world regional geology, Part 1: Western Hemisphere (including Antarctica and Australia). Encyclopedia of Earth Sciences, vol. VIII. pp. 658—666. Stroudsburg, Pennsylvania.
- H. H. Wilson 1974: Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, vol. 58. pp. 1348—1396.
- V. Zamarsky—M. Kudelaskova 1984: Petrographic and geochemical study of the Cuban ophiolites. 27. International Geological Congress, Abstracts, vol. V. sections 10—11. pp. 446—447.
- V. A. Zans 1953: Bauxite resources, of Jamaica and their development. Geology and Mineral Resources, vol. 3. No. 4. pp. 307—333.
- V. A. Zans 1961: Classification and genetic types of bauxite deposits. Jam. Geol. Surv.
- V. A. Zans—L. J. Chubb—H. R. Versey—J. B. Williams—E. Robinson—D. L. Cooke 1962: Synopsis of the geology of Jamaica. Jam. Geol. Survey, Bulletin No. 4. p. 66.
- *V. Zelepuguin—E. Fonseca—L. Diaz de Villalvilla 1980: Petrología de las asociaciones vulcanógenas y vulcanógeno-sedimentarias de Cuba Occidental (provincia de Pinar del Río). Fondo Geológico, La Habana.
- A. Zimmermann 1984: Contribución al conocimiento de la composición litológica y geoquímica de la corteza de intemperismo de la meseta de San Felipe, provincia de Camagüey. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 70. La Habana.
- A. Zuazo 1984: Generalización estratigráfica del Neógeno de las provincias Habana-Matanzas, Cuba. X. Jornada Científica, Instituto de Geología y Paleontología Resúmenes, p. 44. La Habana.

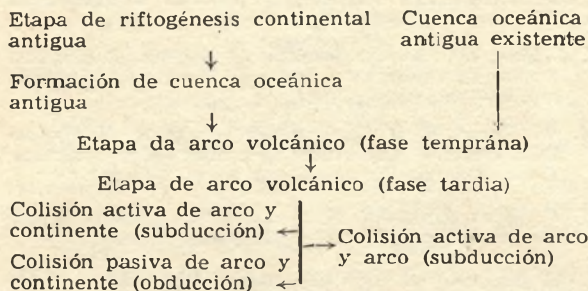
- А. Ф. Адамович—В. Д. Чехович 1964: К вопросу образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере восточной Кубы) Известия Академии Наук СССР, Серия Геологическая № 9. стр. 84—93.
- Д. Бардошии 1981: Карстовые бокситы Издательство «Мир», стр. 454. Москва.
- В. Г. Бовенко—Б. Е. Щербакова—Г. Ернадрес 1979: Глубинное геологическое строение западной части о. Кубы В: Тектоника и геодинамика Карибского региона Москва, стр. 130—142.
- В. Г. Бовенко—Б. Е. Щербакова—Г. Ернадрес 1980: Новые геофизические данные о глубинном строении восточной Кубы Советская Геология, № 9. стр. 101—109.
- Ю. Ю. Бугельский 1979: Рудноносные коры выветривания влажных тропиков. Издательство «Наука», стр. 285. Москва.
- Ю. Ю. Бугельский—Ф. Формель—Кортин 1974: О наличии бокситоносных кор выветривания на Кубе. Кора Выветривания, стр. 51—58. Издательство «Наука» Москва.
- *В. Буров—Д. Мартинес 1983: Проект геологической съёмки масштаба 1:50 000 Центральный Пинар (Пинар—II) Геологический Фонд, Гавана.
- Г. И. Бушинский 1975: Геология бокситов Издательство «Недра» стр. 416. Москва.
- А. М.—Бычковин—В. М. Борзунов—Л. З. Быховский—Ю. Ю. Воробьев—К. В. Миронов—Ю. В. Рудаков 1983: Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям алюминиевых руд Москва, стр. 44.
- ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ БОКСИТОВ** 1964: Издательство «Мир». стр. 478. Москва.
- Джс. Деннис—Г. Муравский—К. Вебер 1982: Международный тектонический словарь (вводный выпуск) Издательство «Мир», стр. 142. Москва.
- *В. Н. Зеленугин—Л. Диас—Е. Фонсека—М. Дилла—Е. Домингес 1982: Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования провинции Лас Вийас (зона Саса) Геологический Фонд, Гавана.
- А. С. Ионин—В. С. Медведев—Ю. А. Павлидис 1975: Подводные террасы шельфа Кубы В: Островные шельфы тропической зоны океана. Издательство «Наука», стр. 35—47. Москва.
- А. С. Ионин—В. С. Медведев—Ю. А. Павлидис—Н. Н. Дунаев—О. Суарес Авелю 1976: Структурно-геологическое строение шельфа Кубы В: Четвертичное осадонакопление и формирование репьефа Кубы. Издательство «Наука», стр. 81—106. Москва.
- А. С. Ионин—Ю. А. Павлидис—О. Суарес Авелю 1977: Геология шельфа Кубы. Издательство «Наука» стр. 215. Москва.
- И. П. Карташов—А. Г. Черняховский—Л. Л. Пеньялвер 1981: Антропоген Кубы. Издательство «Наука», стр. 145. Москва.
- Г. Р. Киргаль 1980: Прогноз и поиски месторождений бокситов. Издательство «Недра», стр. 271. Москва.
- В. А. Левченко 1979: Тектоническая эволюция Мексикано—Карибского региона как результат расширения земли. В: Тектоника и геодинамика Карибского региона. Издательство «Наука», стр. 117—129. Москва.
- В. И. Макаров 1984: Основные элементы неотектонической структуры Кубы. Доклады Академии Наук СССР, Геология, том. 277. № 2. стр. 453—458.
- Б. М. Михайлов 1982: Бокситы острова Куба. Литология и Полезные Ископаемые № 2. стр. 110—112.
- Ю. П. Л. Селиверстов 1977: Легенда прогнозных карт на бокситы средних и крупных масштабов. Министерство Геологии СССР и Всесоюзный Научно-Исследовательский Геологический Институт. Ленинград, стр. 17.
- Й. Солдан 1983: Кооперативная Республика Гайана. Аналитический обзор минерально-сырьевой базы и геологической изученности. Геофонд Прага—Головой Орган Геоинформ Прага, стр. 61.
- М. Л. Сомин 1979: Метаморфические комплексы в структуре Карибско-Антильских дуги. В: Тектоника и геодинамика Карибского региона. Издательство «Наука» стр. 17—49. Москва.
- ТЕКТНИКА И ГЕОДИНАМИКА КАРИБСКОГО РЕГИОНА** 1979: Издательство «Наука» стр. 148. Москва.
- В. И. Финко—И. З. Корин—Ф. Формель Кортин 1967: О возрасте древних кор выветривания и латеритов Кубы. В: Геология и полезные ископаемые Кчбы. Издательство «Наука» стр. Москва.
- В. Е. Хаин 1975а: Проблемы тектоники Мексикано—Карибского региона. В: Тектоника сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана.
- В. Е. Хаин 1975б: Основные этапы геологического развития Мексикано—Карибского региона. Труды Института Океанологии Академии Наук СССР.
- В. Е. Хаин 1979: Общие вопросы тектоники и тектонической истории Мексикано—Карибского региона. В: Тектоника и геодинамика Карибского региона. Издательство «Наука» стр. 13—16. Москва.
- В. А. Цанс 1953: Запасы бокситов на Ямайке. В: Вопросы геологии и минералогии бокситов. Издательство «Мир» стр. 88—106. Москва, 1964.
- *А. Ф. Чепик—В. Л. Васильев—В. А. Орлов—Л. Луфрю 1982: Отчет о результатах наземных работ в секторе Тунас—Ольгин Геологический Фонд, Гавана.
- *А. Г. Черняховский—Л. Пеньялвер 1974: Латериты Кубы Институт Геологии и Палеонтологии, Гавана.
- К. И. Шапошникова 1974: Тектоника центральной Кубы Геотектоника, № 1. стр.
- В. С. Шеин—С. С. Иванов—К. А. Клецев—В. Е. Хаин—М. Марреро—Р. Сокорро 1978: Тектоника Кубы и ее шельфа Советская Геология № 2. стр. 104—119.
- А. Мосаковский—Х. Альбеар 1978: Покровная структура западной и северной Кубы и история ее становления в свете изучения олистостром и моласса. Геотектоника, № 3. стр.
- *А. Николаев и др. 1981: Отчет о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1:100 000 в горах Сьерра дель Пуриал на востоке провинции Гуантанамо в пределах планшетов 5276 и 5376. Геологический Фонд, Гавана.
- ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К КАРТЕ БОКСИТОНОСНОСТИ СССР МАССШТАБА 1:5 000 000** 1973: Министерство Геологии СССР и Всесоюзный Научно-Исследовательский Геологический Институт Ленинград, стр. 58.
- О. О. Разумовский—Н. Понсе—Л. Н. Данилюк—М. Дилья—Л. Корпаш 1985: Диаспоровые бокситы западной Кубы Литология и Полезные Ископаемые, в печ.
- Ю. М. Пушаровский 1979: Проблемы тектоники и геодинамика Карибского региона В: Тектоника и геодинамика Карибского региона. Издательство «Наука» стр. 7—12. Москва.

RESUMEN

El modelo de los arcos insulares para la formación y acumulación de bauxita

En este capítulo se evaluarán los principios geológicos de los arcos insulares oceánicos, tropicales aplicados a las bauxitas. El motivo de esta evaluación, basada principalmente en datos bibliográficos, es que en la formación y el desarrollo de los arcos insulares oceánicos, es determinar las etapas más favorables para la formación y acumulación de bauxita, y dentro de éstas últimas delimitar las unidades estructuro-morfológicas perspectivas. Tomando en cuenta las regularidades generales de la formación y acumulación de bauxita, la tarea es la siguiente: determinar las etapas y las unidades estructuro-morfológicas con carácter platafórmico-cuasiplatafórmico. Para resolver esta tarea — aplicando una gran parte de la bibliografía — hemos elaborado un nuevo modelo de la formación y desarrollo de los arcos insulares oceánicos tropicales (figura No. 1.) según el cual nos posibilita la evaluación de sus perspectivas bauxitíferas.

En base a lo expuesto en la formación y desarrollo de los arcos insulares vamos a analizar los siguientes intervalos, considerados como característicos:



Resumiendo los principios geológicos de las perspectivas bauxitíferas de la formación y desarrollo de los arcos insulares oceánicos tropicales, nuestras consideraciones más importantes son los siguientes:

- de los estadios primarios del arco volcánico, se consideran como favorables para la formación y acumulación de bauxita las etapas que resultan de la formación de un rift continental antiguo y la formación de una cuenca oceánica antigua (figura No. 1. perfiles A_1 y A_2)
- de los estadios tardíos del arco volcánico extinto son favorables para la formación y acumulación de bauxita los procesos de la colisión activa de arco y continente (subducción), la colisión pasiva del arco y continente (obducción) y la colisión activa de arcos (subducción), como se demuestran por los perfiles D, E, F de la figura No. 1.
- las unidades estructuro-morfológicas favorables para la formación y acumulación de bauxita de los estadios mencionados son los siguientes:

- Etapa de riftogénesis continental antigua
- Plataforma continental antigua (cratón)
- Etapa de la formación de una cuenca oceánica antigua
- Plataforma continental antigua (cratón) y sus márgenes
- Colisión activa de arco y continente
- Plataforma continental antigua (cratón) y sus márgenes, cuasiplataforma
- Colisión pasiva de arco y continente
- Neoplataforma de acreción y sus márgenes
- Colisión activa de arco y arco
- Cuasiplataforma

Durante el desarrollo geológico de Cuba, como caso típico, de los estadios tratados se pueden reconocer y reconstruir los siguientes:

- Etapa de riftogénesis continental antigua (figura No. 1. perfil A_1)
- Etapa de la formación de una cuenca oceánica antigua (figura No. 1. perfil A_2)
- Etapas de arcos volcánicos con sus fases tempranas y tardías (figura No. 1. perfiles C_1 y C_2)
- La colisión activa de arcos volcánicos (figura No. 1. perfil E)
- La colisión pasiva de arco y continente (figura No. 1. perfil F)

La descripción de estos estadios y sus evaluación pronóstica para bauxita, se tratarán en los capítulos posteriores.

Los modelos bauxitíferos aplicables

Basandonos a los datos bibliográficos hemos elaborado dos variantes, aplicables a Cuba, de los modelos bauxitíferos enfocados a las „facies”. El primera es lo así llamado modelo intraformacional*, mientras el segundo es lo postformacional**. Estos modelos naturalmente se refieren en primer lugar a las bauxitas cársicas.

En ambos modelos — en base de los trabajos de Bárdossy Gy. (1977, 1981), Szabó E. (1977c), Havasné Szilágyi E. et al. (1980), G. R. Kirpail (1980) — hemos aceptado los criterios generales necesarios para la formación y acumulación de bauxitas siguientes:

- criterios estratigráficos (épocas e intervalos geológicos favorables para la formación y acumulación de bauxita)
- criterios litológicos (la composición litológica y las facies sub- y suprayacente de bauxitas, rocas madres favorables y cortezas de intemperismo, los sedimentos correlativos y sus rasgos característicos acompañados con las bauxitas)
- criterios paleogeográficos (una temperatura promedio anual de $20-26^{\circ}\text{C}$; $> 1500\text{ mm}$ año como precipitación promedio en distribución temporal; en el caso de las bauxitas lateríticas superficies peniplenizadas-niveladas con ángulos de pendientes $< 10^{\circ}$; en caso de las bauxitas cársicas condiciones litológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas favorables para la carsificación)
- criterios tectónicos (la posición megatectónica y dentro de ésta, las condiciones tectónicas concretas que determinan la formación y acumulación de bauxitas)

Aparte de los criterios generales relacionados arriba hemos aplicado las condiciones y requisitos complementarios siguientes:

- durante la formación y acumulación de bauxitas existe una relación genética estrecha en tiempo y espacio entre las bauxitas lateríticas y cársicas. Entonces no aceptamos el modelo genético de „terra rossa”
- la formación y acumulación de bauxita se realizó en un archipiélago tropical y esta vinculada principalmente a rocas carbonatadas de facies someras
- la formación y acumulación de bauxitas lateríticas — en base de los fósiles bentónicos, descritos por N. Ponce Seoane et al. (1983), E. Saunders—N. Ponce Seoane (1984) de los cortes lateríticos de Cuba Oriental — puede realizarse en condiciones geomorfológicas de nivel del mar o cercanas
- en caso de la formación y acumulación de bauxitas cársicas la diferencia en el tiempo entre la carsificación y la bauxitización no tiene gran importancia. Tomando como base escalas geocronológicas: la carsificación y la bauxitización puede ser casi sincrónica pero pueden tener diferencias considerables en el tiempo

*Como intraformacional llamamos el tipo genético de bauxitas cársicas en cuyo caso el sub- y suprayacente de las bauxitas en sentido geológico se considera como la misma formación.

**Como postformacional llamamos el tipo genético de bauxitas cársicas en cuyo caso el sub- y suprayacente son dos formaciones distintas.

- el tiempo necesario para la formación de las menas (cuerpos) individuales de bauxita — en base de los trabajos de I. Valetón (1972), Bárdossy Gy. (1977, 1983) — puede ser muy corto (por ejemplo unos 10 000 años)
- la formación y acumulación de bauxita en si se considera como un proceso sedimentario ciclico. De acuerdo las figuras No. 2 y 3 que demuestran

No. de la manifestación	Nombre de la formación	Edad
Manifestación No. 16	Artemisa	$J_3^{Kim.}-Tit.$
Manifestación No. 11, 12	Guajaibon	$Cr_1^{Alb.}-Cr_2^{Cen.}$
Manifestación No. 25B	Remedios	$Cr_3^{Apt.}-Cr_2^{Maast.}$
Manifestación No. 27A, B	Charco Redondo	Pg_2^3
Manifestación No. 44	Maquey	$Pg_1^3-N_1^1$
Manifestación No. 37	Yateras	N_1^{1-2}
Manifestación No. 18, 19, 20	Güines	N_1^{1-2}
Manifestación No. 23, 24	Arroyo Palmas	N_1^{1-2}
Manifestación No. 23A	Jucaro	N_1^3
Manifestación No. 64	Cabo Cruz	$N_1^3-N_2?$

Respecto al modelo presentado queremos agregar dos observaciones:

- este ciclo de formación y acumulación de bauxita se considera como intraformacional y singenético, cuando las formaciones que cubren las bauxitas lateríticas e incluyen las bauxitas cársicas, en sentido geológico son las mismas
- la forma correcta o incorrecta del modelo, desde el punto de vista de las condiciones geoquímicas —

que los modelos bauxitíferos abarcan un ciclo completo y presentan los momentos más característicos del proceso.

El modelo de la formación de bauxitas intraformacionales se presenta por una serie de perfiles ideales de la figura No. 2. Los ejemplos concretos cubanos de las bauxitas cársicas intraformacionales se relacionan a continuación:

Por falta de los datos y observaciones adecuadas en las zonas de las llanuras costeras cársicas — no lo hemos podido controlar. Sin embargo, como hipótesis de trabajo se supone que las llanuras costeras cársicas se pudieran considerar como ambientes geoquímicos adecuados para la formación de bauxita.

El modelo de la formación de bauxitas postformacionales se demuestra en los perfiles ideales de la figura No. 3. Como ejemplos de las bauxitas postformacionales cubanas se relacionan los siguientes:

No. de la manifestación	Nombre de la formación	Edad
Manifestación No. 3	Artemisa ($J_3^{Kim.}-Tit.$)	?
Manifestación No. 22	Cantabria ($Cr_2^{Camp.}-Maast.$)	?
Manifestación No. 35	Charco Redondo (Pg_2^3)	?
Manifestación No. 25	Nuevitas (Pg_2^3)	?
Manifestación No. 28	Camazán ($Pg_1^3-N_1^1$)	?
Manifestación No. 46	Yateras (N_1^{1-2})	?
Manifestación No. 25C	Vázquez (N_1^3)	?
Manifestación No. 71	Cabo Cruz ($N_1^3-N_2?$)	?
Manifestación No. 56	Maya (N_2-Q_1)	?

Relacionado con el modelo agregamos las notas siguientes:

- el carácter postgenético de este tipo de formación y acumulación de bauxitas las consideramos como comprobados solamente en el caso, cuando las bauxitas poseen un suprayacente directo y estratigráficamente bien datado (en caso del modelo la „caliza joven”) y este suprayacente en sentido geológico, es una formación separable, independiente
- en el caso que las bauxitas no tengan suprayacente siempre es necesario analizar y determinar (si es posible) que estas son pertenecientes al tipo postformacional o intraformacional.

Composición geológica, desarrollo geológico y estructural

En este capítulo se ofrece una breve reseña de la estratigrafía del territorio nacional, así como se describe su desarrollo geológico y estructural.

En la primera parte. Estratigrafía se darán a conocer los elementos principales de ésta, según las etapas del desarrollo geológico y, dentro de esto, por unidades estructuro-faciales.

En la segunda parte, Desarrollo geológico-estructural, basándonos en la interpretación de los elementos fundamentales de la secuencia estratigráfica, intentaremos reconstruir los principales rasgos del desarrollo geológico y estructural de la isla.

1. Estratigrafía

La ubicación vertical de las formaciones geológicas de Cuba se muestra en la columna estratigráfica del anexo No. 1., mientras la distribución horizontal de los complejos litológicos de las diferentes formaciones, se señala en el mapa de las perspectivas de bauxitas (anexo No. 2). Los elementos fundamentales de la secuencia estratigráfica se exponen en la columna según la división geográfica y por unidades estructuro-faciales. Al mismo tiempo, se indican los nombres de las formaciones y de sus respectivas

facies. En el mapa geológico, estas mismas formaciones se señalan en las etapas del desarrollo geológico y en los grupos de formaciones. Sobre la base de estos materiales, la secuencia estratigráfica se expone según el siguiente esquema:

- 1.1. Etapa preplatafórmica antigua
 - 1.1.1. Basamento premesozoico
 - 1.2. Etapa de riftogénesis y/o de la plataforma antigua ($?-J_3^{Tith.}$)
 - Plataforma de las Bahamas
 - Talud continental
 - 1.2.2. Zonas continentales meridionales
 - Complejo intrusivo
 - 1.3. Etapa del primer arco volcánico ($J_3^{Tith.}-Cr_2^{Camp.}$)
 - 1.3.1. Zonas continentales septentrionales
 - Plataforma de las Bahamas
 - Talud continental
 - 1.3.2. Zonas oceánicas
 - La asociación ofiolítica
 - El arco volcánico — subzona Zaza
 - complejo intrusivo
 - 14.. Etapa cuasiplatafórmica y del segundo arco volcánico ($Cr_2^{Camp.}-Pg_2^3$)
 - 1.4.1. Zonas continentales
 - Cuencas superpuestas continentales
 - 1.4.2. Zonas oceánicas
 - Cuencas superpuestas oceánicas
 - El arco volcánico — subzona Cauto
 - complejo intrusivo
 - 1.5. Etapa platafórmica moderna (Pg_2^3-Q)
 - 1.5.1. Primera subetapa ($Pg_2^3-N_1$)
 - Cuencas superpuestas continentales
 - Cuencas superpuestas oceánicas
 - 1.5.2. Segunda subetapa (N_2-Q)
 - Cuencas superpuestas continentales
2. Desarrolla geológico-estructural

Los modelos estructurales elaborados para Cuba o concernientes a la isla de una manera poco simplificada, se dividen en tres grandes grupos

- los modelos del geosinclinal
- los modelos que combinan los elementos del geosinclinal y de la tectónica de placas
- los modelos de la tectónica de placas

2.1. Los modelos del geosinclinal

El modelo del geosinclinal, en su sentido clásico, tradicional, está expuesto en los trabajos de G. Furrázola Bermúdez et al. (1964), R. Weyl (1966), K. M. Judoley (1967a, b), C. M. Judoley—G. Furrázola Bermúdez (1967, 1971), A. A. Meyerhoff—C. W. Hatten (1968, 1974), K. M. Judoley—A. A. Meyerhoff (1971), A. L. Knipper—R. Cabrera (1974) y V. I. Kuznetsov et al. (1974).

Las zonas estructuro-faciales más importantes y las grandes etapas del desarrollo geológico aceptadas y aplicadas por ellos en base a los datos y modelos anteriores, prácticamente se reconocen en todos los ensayos estructurales posteriores con diferentes modificaciones. Según los autores mencionados en el desarrollo geológico de Cuba se destacan las siguientes etapas principales:

- etapa prejurásico Superior (?— J_1 — J_2) o etapa del pregeosinclinal o del geosinclinal temprano
- etapa del Jurásico Superior—Eoceno Medio—Superior o etapa del orto (eu) geosinclinal, con tres subetapas:
 - Jurásico Superior (Tithoniano)—Cretácico Inferior o subetapa geosinclinal desarrollado
 - Cretácico Superior (Cenomaniano—Santoniano) o subetapa preorogénica del geosinclinal tardío
 - Cretácico Superior (Campaniano—Maastrichtiano)—Eoceno Medio—Superior a subetapa sinorogénica (y postorogénica-molásica) del geosinclinal tardío
- etapa del Eoceno Superior—Reciente o etapa postgeosinclinal (postorogénica-molásica)

Los elementos más importantes de la zonación estructuro-facial, elaborados para las etapas del desarrollo geosinclinal de N a S son los siguientes:

- plataforma de las Bahamas (antepais, facies plataforma, parageosinclinal y miogeosinclinal)
- depresión de avance (miogeosinclinal, facies marginal de la plataforma)
- anticlinal marginal (geoanticlinal, franja intermedia o „median belt”, leptogeosinclinal)
- zona geosinclinal con sus estructuras anticlinales y sinclinales internas (eugeosinclinal, facies de eugeosinclinal)
- plataforma S (metamorfitas)

2.2. Los modelos compuestos de los elementos del geosinclinal y los de la tectónica de placas

Los modelos que combinan los elementos del geosinclinal y los de la tectónica de placas se reflejan en los trabajos de G. Dengo (1969), A. Pszczolkowski et al. (1975), G. Pardo (1975), Nagy E. et al. (1976, 1983), J. F. Albear et al. (1977), I. Kanchev et al. (1978), V. S. Shein et al. (1978), V. A. Levchenko (1979), Y. M. Pusharovskiy (1979), M. L. Somin (1979), M. A. Iturralde Vinent (1981, 1983), K. Piotrowska et al. (1981), y V. S. Shein et al. (1984).

La evaluación de estos trabajos en una forma generalizada es imposible para nosotros en esta publicación. En algunos de estos trabajos se encuentran referencias relacionadas con una riftogénesis continental y con la formación de una corteza oceánica más temprana que el propio geosinclinal (G. Dengo 1969, A. Pszczolkowski et al. 1975, G. Pardo 1975, J. F. Albear et al. 1977, V. A. Levchenko 1979, Y. M. Pusharovskiy 1979, M. L. Somin 1979, M. A. Iturralde Vinent (1981, 1983).

El volcánismo de un arco volcánico insular sobre corteza oceánica durante la etapa desarrollo geosinclinal es tratado por V. S. Shein et al. (1974, 1984), Nagy E. et al. (1976, 1983), J. F. Albear et al. (1977), V. S. Shein et al. (1978), M. A. Iturralde Vinent (1981).

Para una colisión que culmina en la fase final del arco volcánico insular conllevan referencias directas o indirectas los trabajos de J. F. Albear et al. (1977), V. S. Shein et al. (1978) y Nagy E. et al. (1983).

Finalmente, como etapa cuasiplatafórmica y plataforma es interpretada por V. S. Shein et al. (1974), 1978, 1984), Nagy E. et al. (1976, 1983), M. A. Iturralde Vinent (1977a, b, 1981, 1983) y J. F. Albear et al.

(1977) la fase sin- o postorogénica del geosinclinal tardío y la etapa del desarrollo postgeosinclinal.

2.3. El modelo de la tectónica de placas

El modelo de la tectónica de placas se expone en trabajos globales (E. J. Bullard et al. 1965, R. S. Dietz—J. C. Holden 1970, G. L. Freeland—R. S. Dietz 1971, 1972, X. Le Pichon—P. J. Fox 1971, R. Evans 1978, A. G. Ryabukhin et al. 1984) y en los trabajos regionales) T. W. Donnelly 1964, 1975, P. Molnar—L. R. Sykes 1969, R. S. Dietz et al. 1970, B. Malfait—M. Dinkelmann 1972, P. H. Mattson 1973, 1977, E. Uchupi 1973, 1975, P. J. Fox—B. C. Heezen 1975, V. E. Jain 1979, M. A. Iturralde Vinent (1975).

Son relativamente pocos los trabajos en los cuales se aplica el modelo de la tectónica de placas a la reconstrucción de toda Cuba o una parte de ella (Nagy E. et al. 1972, P. H. Mattson 1973, M. A. Iturralde Vinent 1975, E. Belmustakov et al. 1981, R. Cabrera—F. Formell Cortina 1983, E. Fonseca 1984, I. Haydoutov 1984, I. Haydoutov et al. 1984, M. A. Iturralde Vinent et al. 1984).

Según este modelo, en el desarrollo geológico de Cuba se destacan las siguientes etapas:

- Triásico?—Jurásico Superior o etapa de la riftogénesis continental y de la formación de la corteza oceánica
- Jurásico Superior—Cretácico Superior (Campaniano) o etapa del arco volcánico insular. Subducción de placas oceánicas y como consecuencia de esto, la formación del arco volcánico insular. En el desarrollo del arco volcánico se marcan las siguientes subetapas:
 - Jurásico Superior—Cretácico Inferior
 - Cretácico Superior (Cenomaniano—Turoniano)
 - Cretácico Superior (Coniaciano—Campaniano)
- Cretácico Superior (Campaniano—Maastrichtiano)—Eoceno Medio o etapa cuasiplatafórmica y del arco volcánico insular más joven. En el curso de esta etapa, ocurrió la obducción del arco volcánico anterior extinto hacia la plataforma continental de las Bahamas, y por otra parte, al sur del arco volcánico anterior, la subducción de placas oceánicas y la formación del arco volcánico más joven
- Eoceno Superior—Reciente o etapa de la plataforma moderna. La obducción del arco volcánico más joven con la plataforma moderna de acreción, compuesta por las unidades oceánicas más antiguas y de la plataforma continental de las Bahamas.

Los elementos más importantes de la zonación estructuro-facial elaborados para la etapa del desarrollo geológico desde el Jurásico Superior al Eoceno Medio de N a S son los siguientes:

- la plataforma de las Bahamas
- el margen continental
- la corteza oceánica antigua (la asociación ofiolítica)
- los arcos volcánicos insulares y sus complejos intrusivos
- las unidades continentales meridionales.

Para la reconstrucción del desarrollo geológico-estructural de la isla, hemos aplicado el modelo de la tectónica de placas. En la elaboración de esta reconstrucción, hemos utilizado los trabajos mencionados arriba y sobre la base de estos se han separado las etapas siguientes:

- etapa preplatafórmica antigua (Proterozoico—Paleozoico)
- etapa de riftogénesis y de la plataforma antigua (?— J_1)
- etapa del primer arco volcánico (J_3 — J_4 — Cr_2 — $Camp.$)
- etapa cuasiplatafórmica y del segundo arco volcánico (Cr_2 — $Camp.$ — Pg_2)
- etapa platafórmica moderna (Pg_2 — Q)
 - subetapa primera (Pg_2 — N_1)
 - subetapa segunda (N_2 — Q).

Estas etapas se demuestran por la columna estratigráfica del anexo No. 1 y por los perfiles ideales del desarrollo geológico-estructural de la figura No. 4.

Resumiendo los elementos más importantes de nuestro modelo de reconstrucción son los siguientes:

- primeramente, como resultado de una riftogénesis continental, ocurrió la formación de un mar intracontinental (o un mar interno) y después un mar marginal o intercontinental con corteza oceánica. En el eje de este mar marginal o intercontinental, se formó una cresta oceánica con sus paleomárgenes pasivos por el borde norte y sur. Este intervalo abarca ?—140Ma (?—Jurásico Superior Tithoniano)
- colisión y subducción de las placas oceánicas y como consecuencia de esto, la formación de arco(s) volcánico(s) insular(es) temprano(s) en el intervalo cercano a 140—75Ma (Jurásico Superior Tithoniano—Cretácico Superior Campaniano)
- continentalización gradual de arco(s) volcánico(s) temprano(s) con su(s) corteza oceánica y la obducción gradual de ellos (cuasiplataforma) sobre la plataforma de las Bahamas en el intervalo cercano a los 75—45Ma (Cretácico Superior—Eoceno Medio). Paralelamente con estos procesos, como consecuencia de la colisión y subducción de las placas oceánicas, ocurrió la formación del arco volcánico más joven en la premontaña meridional de la neoplataforma N de acreción (I)
- continentalización del arco volcánico posterior con su corteza oceánica (neoplataforma N de acreción II) y su obducción gradual sobre las unidades continentalizadas anteriormente (neoplataforma de acreción N I) en el intervalo de 45Ma—Reciente (Eoceno Superior—Reciente). Como resultado de estos procesos, la formación de la plataforma moderna que se compuso de las dos neoplataformas N de acreción (I + II).

El resultado del presentado desarrollo geológico-estructural polifásico y complejo, es la posición actual de Cuba en la región Caribe, la cual, sin una explicación más detallada, se refleja en la figura No. 5., por el esquema estructuro-morfológica, confeccionada en base de J. E. Case—T. L. Holcombe (1980).

Pronóstico de bauxita

En este capítulo se describen las condiciones bauxito-geológicas de Cuba. En su primera parte se ofrecen los principios metodológicos de la investigación, mientras que por la segunda parte se trata el potencial bauxitífero del país.

1. Principios metodológicos

Para la realización de los trabajos de la investigación sobre la evaluación perspectiva de bauxita del territorio nacional, hemos aplicado el complejo de métodos siguientes:

- análisis geólogo-formacional
- análisis climático
- análisis geomorfológico
- análisis de los suelos
- análisis de las manifestaciones directas e indirectas
- análisis complejo para el pronóstico.

En el curso del *análisis geólogo-formacional*, sobre la base de los materiales existentes, se evaluaron todas las formaciones de Cuba desde el punto de vista de su potencial bauxitífero. Además, sistemáticamente se llevó a cabo su evaluación litologofacial.

Para el *análisis climático*, basándonos en los materiales existentes se tomó en consideración la temperatura, las precipitaciones y la evaporización promedio anual actual de Cuba. Se confeccionó „El mapa de los factores climáticos a escala 1:500 000”. Teniendo en cuenta que las condiciones climáticas actuales de Cuba son favorables para la formación y acumulación de bauxita, y que aproximadamente siempre existieron en Cuba tales condiciones, es que los datos del mapa del clima no se muestran en el mapa de perspectivas de bauxitas.

El *análisis geomorfológico* se realizó tomando como base, diferentes mapas geomorfológicos hechos para toda la isla o para sectores de ella, realizando la

evaluación autónoma de los diferentes tipos morfológicos del relieve, así como del carso, factores que se consideran como favorables para la formación y la acumulación de bauxita. Sobre esta base hemos confeccionado „El mapa geomorfológico esquemático de Cuba a escala 1:500 000”. Para la confección del „Mapa de las perspectivas de bauxitas de Cuba a escala 1:1 000 000” (anexo No. 2) se tuvieron en cuenta, en primer lugar, las superficies de nivelación y las llanuras acumulativas favorables para la formación y acumulación de bauxita.

Para el *análisis de los suelos* se utilizó la serie de mapas de los suelos de Cuba a escala 1:250 000 de la Academia de Ciencias de Cuba. Sobre esta base se confeccionó „El mapa de los suelos con altos contenidos de aluminio a escala 1:500 000”. En este mapa se le prestó especial atención a los suelos genéticamente relacionados con las cortezas de intemperismo y a los suelos con un contenido relativamente alto de alumina. Este método también se utilizó de una manera compleja en la confección del „Mapa de las perspectivas de bauxita de Cuba a escala 1:1 000 000” (anexo No. 2) y en el cual se muestra la distribución de los suelos con altos contenidos de aluminio ($Al \geq 20\%$) y con un módulo de ≤ 1 .

En el curso del *análisis de las manifestaciones* directas e indirectas se han registrado sistematizado todas las manifestaciones de alitas y de bauxitas, así como todas las anomalías aerogeofísicas de Th/U conocido hasta el presente, en el territorio del país. Estos datos se tuvieron en cuenta en diferentes mapas de trabajo a escala 1:500 000 y después en la confección del „Mapa de las perspectivas de bauxitas de Cuba a escala 1:1 000 000” (anexo No. 2). En base a los criterios del pronóstico, directos e indirectos, se han señalado los horizontes bauxitíferos potenciales, las formaciones favorables para la acumulación de bauxitas, así como sus rocas madres potenciales. Apoyándonos en estos trabajos por primera vez se confeccionó „La tabla pronóstico de bauxitas de Cuba” (anexo No. 1) en la cual, según las etapas del desarrollo geológico y por las unidades estructuro-faciales, se determinó, en el perfil vertical los horizontes bauxitíferos potenciales, las formaciones favorables para la formación y acumulación de bauxitas y las rocas madres potenciales. En base de esta tabla se confeccionó „El mapa de las perspectivas de bauxitas de Cuba a escala 1:1 000 000” (anexo No. 2). Este mapa muestra la distribución horizontal de las formaciones favorables para las bauxitas, así como las rocas madres potenciales en la superficie actual. Utilizando todos los materiales arriba mencionados, se confeccionó „La tabla sumaria de las formaciones favorables para bauxita de Cuba” (tabla No. 1).

Finalmente todos estos métodos y materiales concluyeron por el *análisis complejo pronóstico*, aplicándose de una manera compleja en la confección del „Mapa de las perspectivas de bauxitas de Cuba a escala 1:1 000 000” (anexo No. 2). Este análisis incluyó la aplicación y evaluación conjunta de todos los datos y resultados obtenidos por los métodos expuestos anteriormente. En base a ellos se confeccionó „El mapa pronóstico de bauxita de Cuba a escala 1:1 000 000” (anexo No. 3). En este mapa se han seleccionado y agrupado, por orden de perspectiva, las diferentes áreas pronósticas. Las áreas pronósticas las dividimos, según sus tipos genéticos, en lateríticas y cársicas, y el orden de perspectiva dado se refiere a los horizontes cercanos a la superficie (hasta una profundidad relativa de 100m).

2. Horizontes bauxitíferos potenciales

A continuación, basándonos en lo expuesto sobre la estratigrafía y el desarrollo geológico-estructural, evaluamos en conjunto todo el potencial bauxitífero, de Cuba. Esta evaluación se realizó según las grandes etapas del desarrollo geológico y dentro de estas etapas, por las unidades estructuro-faciales. Durante la discusión fuimos a intentar registrar sistemáticamente todos los factores (estratigráficos, litológicos, rocas madres potenciales y reales, cortezas de intemperismo, factores geomorfológicos y climáticos,

manifestaciones directas e indirectas) que tienen o pueden tener importancia en la formación y acumulación de bauxita.

Resumiendo nuestros conocimientos relacionados con el pronóstico de bauxita de Cuba, en base a su desarrollo geológico y estructural, las consideraciones más importantes, hechas por nosotros son las siguientes:

- como grandes épocas favorables para la formación y acumulación de bauxita consideramos el intervalo del ?—Jurásico Superior (Tithoniano), el del Jurásico Superior (Tithoniano)—Cretácico Superior (Campaniano), el del Cretácico Superior (Campaniano)—Eoceno Medio, el de Eoceno Superior—Mioceno y el de Plioceno-Reciente
- durante la etapa de la riftogénesis y/o de la plataforma antigua, de ?—Jurásico Superior (Tithoniano), consideramos explícito, como favorables, las zonas continentales de la plataforma Sur. Al mismo tiempo, no descartamos la posibilidad de la formación y la acumulación de bauxita en la plataforma Norte, es decir, en la plataforma de las Bahamas. Los horizontes bauxitíferos potenciales, se esperan por una parte en las secuencias basales del Jurásico [por el límite del basamento premesozoico y de las formaciones (meta)terrigenas, además, en los horizontes basales de las últimas] y de otra parte, se ubican dentro del Jurásico Superior [por el límite de las formaciones (meta)terrigenas y (meta)carbonatadas]. El tipo genético-formacional de los primeros es laterítico-terrigeno, mientras el de los últimos es cársico intraformacional. La composición mineralógica es, en ambos casos, principalmente diaspórica, subordinadamente gibbsítica, boehmitica. Las rocas madres potenciales son, en primer lugar, las rocas del basamento premesozoico, y en el segundo lugar, las formaciones (meta)terrigenas, (meta)carbonatadas y las magmáticas sincrónicas
- en la etapa del primer arco volcánico, del Jurásico Superior (Tithoniano)—Cretácico Superior (Campaniano), según nuestros conocimientos actuales, consideramos solamente la plataforma Norte, es decir la plataforma de las Bahamas, como favorables para la formación y acumulación de bauxita. Los horizontes bauxitíferos, en parte comprobados, en parte potenciales, se ubican por el límite del Cretácico Inferior (Albiano)—Cretácico Superior Cenomaniano y dentro del Cretácico Superior (Campaniano)—Maastrichtiano. Ambos tipos genéticos son cársicos intraformacionales. La composición mineralógica es principalmente diaspórica, subordinadamente gibbsítica, boehmitica. Como rocas madres potenciales, con toda posibilidad se consideran las diferentes rocas del basamento premesozoico, las de la riftogénesis y/o de la plataforma antigua con una composición formacional (meta)terrigena—(meta)carbonatada—(meta)volcánica
- en la etapa cuasiplatafórmica y del segundo arco volcánico del Cretácico Superior (Campaniano)—Eoceno Medio, consideramos como favorables, dos grandes unidades estructurales. La primera es la llamada cuasiplataforma, formada en el lugar del arco volcánico extinto antiguo, y que marca una continentalización gradual (neoplataforma de acreción I). La segunda es la plataforma Norte o la plataforma de las Bahamas, que durante esta etapa existía como una unidad independiente y separada de la cuasiplataforma. Los horizontes potenciales bauxitíferos, dentro del territorio de ambas unidades estructurales, se esperan en el intervalo del Cretácico Superior (Campaniano)—Maastrichtiano y en el Eoceno Medio. Los yacimientos potenciales de bauxita pronosticados para el área de la cuasiplataforma, son en parte, de tipo laterítico, y en parte, de tipo cársico intraformacional. La composición mineralógica de ambos tipos es principalmente gibbsítica, boehmitica, causalmente diaspórica. Como rocas madres potenciales de estos, se toman en cuenta las formaciones (meta)terrigenas—(meta)carbonatadas del Jurásico, las diferentes rocas de la asociación ofiolítica y las del arco volcánico antiguo, con su complejo intrusivo.

En el área de la plataforma Norte, es decir de la plataforma de las Bahamas, se considera solamente la posibilidad de bauxita cársica. La composición mineralógica en este caso puede ser mayormente gibbsítica, menormente boehmitica. Como rocas madres potenciales se consideran las rocas cristalinas del basamento premesozoico y las formaciones de la etapa de riftogénesis y/o de la plataforma antigua

- en la subetapa primera (Eoceno Superior—Mioceno) de la etapa platafórmica moderna del Eoceno Superior-Reciente, se toman en cuenta también dos grandes unidades estructurales como favorables para la formación y acumulación de bauxita. La primera es la así llamada neoplataforma Norte de acreción (I), que está compuesta por el arco volcánico extinto del Jurásico Superior—Cretácico Superior y de la plataforma de las Bahamas. La segunda es la cuasiplataforma nueva, ubicada al Sur y separada de la primera. Esta cuasiplataforma nueva (neoplataforma Norte de acreción II), se ha formado en el lugar del arco volcánico extinto del Cretácico Superior—Eoceno Medio. Como horizontes bauxitíferos potenciales se consideran, en ambas unidades platafórmicas, el Eoceno Superior, el Oligoceno Inferior, el Oligoceno Superior—Mioceno Inferior y el Mioceno Medio—Superior. El tipo genético esperada en ambos casos es el laterítico y el cársico. Para el tipo cársico se suponen ocurrencias, tanto intraformacionales como postformacionales. La composición mineralógica es principalmente gibbsítica, boehmitica, subordinadamente gibbsítica, boehmito-diaspórica. Como rocas madres potenciales se toman en cuenta las formaciones (meta)terrigeno—(meta)carbonatadas del Jurásico, las diferentes rocas de la asociación ofiolítica, de los dos arcos volcánicos junto con sus complejos intrusivos y también los distintos horizontes bauxitíferos más antiguos de la plataforma de las Bahamas
- en la segunda subetapa (Plioceno—Reciente) de la etapa platafórmica moderna (Eoceno Superior—Reciente), todo el territorio de Cuba se comporta como una unidad platafórmica y al mismo tiempo se considera favorable para la formación y acumulación de bauxita. Esta plataforma está compuesta de la cuasiplataforma nueva (neoplataforma Norte de acreción II) que se ha formado en lugar del arco volcánico extinto del Cretácico Superior—Eoceno Medio y de la plataforma Norte de acreción I, anterior. Como horizontes potenciales de bauxita se considera la base del Plioceno, el límite del Plioceno y del Cuaternario y dentro del Cuaternario. El tipo genético, la composición mineralógica y las rocas madres potenciales de los yacimientos pronosticados, los evaluamos de igual modo que en la primera subetapa.

Finalmente se presentan las ocurrencias más importantes de bauxita en la región Caribe y en sus alrededores (figura No. 6) y la tabla comparativa estratigráfica de los horizontes bauxitíferos de estas ocurrencias (figura No. 7), las cuales se confeccionaron en base de V. A. Zans (1953), R. Weyl (1961, 1966), I. Valetón (1972), G. I. Bushinskiy (1975), Ilkeyné Perlaki E. (1978), Komlóssy Gy.—Végh A. (1980), Bárdossy Gy. (1981), Y. Soldan (1981), P. W. Guild (1981), G. J. J. Aleva (1981). Según el análisis estratigráfico comparativo de las épocas bauxitíferas cubanas y de la región del Caribe y sus alrededores se destaca la buena correlación regional del Cretácico Superior, del Eoceno—Oligoceno Inferior, del Oligoceno Superior—Mioceno y del Plioceno—Cuaternario. Al mismo tiempo llaman la atención los horizontes bauxitíferos cubanos únicos (Jurásico, Cretácico Inferior—Superior) y desconocidos hasta ahora en otros países de la región.

Resultados y conclusiones

En este capítulo — en forma muy breve, agrupados como tesis exponemos los resultados más importantes del trabajo realizado por nosotros. En la primera parte del capítulo, se relacionarán las conclusiones

más generales, mientras en la segunda parte vamos a exponer los resultados más concretos.

Como resultados más importantes y generales de nuestro trabajo consideramos los siguientes:

- por primera vez se elaboró ejemplo metodológico general aplicado a los fundamentos geológicos del pronóstico de bauxitas en el caso de los arcos insulares tropicales. Según nuestro conocimiento interpretaciones similares por sus características y metodología hasta ahora no existen ni en la literatura nacional ni en la bibliografía internacional
- en el caso del lugar típico, es decir en el caso de Cuba, este es el primer complejo, científicamente argumentado y al mismo tiempo sistematizado del pronóstico de bauxitas. Este pronóstico abarca todo el territorio del país desde el punto de vista del potencial bauxitífero evalúa y califica todas las formaciones geológicas de Cuba
- este pronóstico tanto desde el punto de vista teórico como práctico, sirve de base sólida para la determinación y ejecución de las principales direcciones de las investigaciones y búsquedas actuales y futuras en Cuba.

De los resultados más concretos e importantes se subrayan los siguientes:

- en Cuba, por primera vez, se realizó el análisis geólogo-formacional de todas las formaciones por los métodos litólogo-faciales
- en base del análisis geólogo-formacional determinamos y delimitamos las épocas geológicas más favorables para la formación y acumulación de bauxita y, dentro de éstas, estimamos los horizontes bauxitíferos potenciales y reales. Por esta metodología en parte manifestamos y precisamos la posición estratigráfica de los horizontes bauxitíferos, estimados anteriormente y, en parte nos permitió revelar nuevos horizontes bauxitíferos, desconocidos hasta el presente
- tomando en cuenta los datos existentes en la bibliografía elaboramos el primer esquema de la correlación estratigráfica de los horizontes bauxitíferos en la región del Caribe y sus alrededores. Este tipo de la correlación es el único en la bibliografía internacional y en la región del Caribe
- apoyándonos en el análisis geólogo-formacional separamos las formaciones favorables y no favorables para la formación y acumulación de bauxita. En el mapa pronóstico y en la tabla pronóstica, presentamos la distribución vertical y horizontal de estas formaciones. Por la interpretación de los perfiles estratotípicos de las formaciones favorables determinamos los intervalos más adecuados para la formación y acumulación de bauxita
- basándonos a los datos del análisis geólogo-formacional determinamos y delimitamos — tanto en el tiempo como en el espacio — las unidades estructuro-faciales mayores, favorables y no favorables, para la formación y acumulación de bauxitas. En el caso de las unidades estructuro-faciales favorables presentamos el tipo genético y el orden de perspectiva de los yacimientos bauxitíferos existentes o esperados
- elaboramos el sistema independiente — compuesto, en parte, de criterios directos y, en parte, de criterios indirectos — lo cual aplicamos con éxito en la determinación de los horizontes bauxitíferos potenciales y de las áreas perspectivas
- aparte del análisis geólogo-formacional, como métodos independientes aplicamos el análisis geomorfológico, de los suelos y del clima. En el curso de este trabajo determinamos y demostramos, en una serie de mapas independientes, los tipos genéticos de las superficies favorables para la formación y acumulación de bauxita, la distribución de „los suelos con alto contenido de aluminio” y la distribución anual promedia de la temperatura, de la precipitación y de la evaporación

— aplicando los resultados de todos los métodos mencionados, finalmente realizamos el análisis complejo cuyo resultados se reflejan en el „Mapa de perspectiva de bauxita de la República de Cuba” (anexo No. 2) y en el „Mapa pronóstico de la República de Cuba” (anexo No. 3), ambos a escala 1:1 000 000. En base a los mapas mencionados agrupamos los áreas pronósticos por sus tipos genéticos lateríticos y cársicos, y al mismo tiempo, los horizontes de la superficie a cercano a la superficie. Las recomendaciones, proyectos y programas de investigaciones y búsquedas futuras las elaboramos y con fines de evaluación y ejecución las entregamos a las empresas geológicas competentes.

Recomendaciones

En este capítulo final se ofrecen nuestras recomendaciones y sugerencias más importantes relacionados con los resultados de nuestro trabajo. Consideramos que estos resultados se pueden aprovechar en dos campos principales:

- en el desarrollo del pronóstico y de búsqueda para bauxitas en Cuba
- la adaptación, el complemento y el desarrollo del conjunto de los métodos aplicados.

Naturalmente, todas de estas recomendaciones y sugerencias reflejan nuestro punto de vista y se pudieran tratar como una de las posibles vías de solución.

Para el desarrollo posterior del pronóstico y de búsqueda de bauxitas en Cuba nuestras recomendaciones y sugerencias más importantes son los siguientes:

- elaboración del pronóstico nacional por épocas bauxitíferas en todo el territorio nacional a escala 1:250 000. En este caso la tarea es la evaluación nacional independiente de las épocas bauxitíferas favorables para la formación y acumulación de bauxita (?—Jurásico Superior; Jurásico Superior—Cretácico Superior; Cretácico Superior—Eoceno Medio; Eoceno Superior—Mioceno; Plioceno—Cuaternario) y de los horizontes bauxitíferos separados y además de los sectores más perspectivas
- elaboración de pronósticos regionales y locales para bauxita en las mayores áreas, considerados como favorables, con una dimensión hasta algunos miles de km². La tarea en este caso es la evaluación pronóstico a escala 1:100 000—1:250 000 de los horizontes potenciales y regiones bauxitíferas de las áreas geólogo-económicas. Nosotros aquí vamos a relacionar solamente algunos casos y ejemplos posibles de las regiones a seleccionar, tomando en cuenta que su importancia y evaluación siempre esta en función de las concepciones y decisiones económico-políticas. Algunas de las áreas recomendadas por nosotros son los siguientes:

Cuba Occidental:

- la región de Sierra de los Organos y de Sierra del Rosario
- la premontaña septentrional y meridional de la Sierra de los Organos y de la Sierra del Rosario

Cuba Central:

- Remedios, Sierra de Jatibonico, Sierra de Cubitas y su premontaña septentrional
- Sierra de Escambray
- la premontaña occidental de la Sierra de Escambray

Cuba Oriental:

- la premontaña septentrional de la Sierra Maestra
- Sierra del Nipe, Sierra de Cristal y Sierra de Baracoa junto con sus premontañas occidental, meridional y septentrional
- en el caso de los sectores favorables determinados, con áreas generalmente no mayores que algunos cientos de km² la realización de búsquedas para bauxita en escala 1:25 000—1:50 000 con el fin a descubrir yacimientos de bauxita con valor industrial. Los nombres y dimensiones de los sectores recomendados para búsqueda son los siguientes (anexo No. 3 tabla No. 2).

Sectores perspectivas para bauxita

N/O	N Sector	Nombre	Ubinación administrativa	Área km ²	Tipo genético	Grado de perspectividad
1	1C	Sierra Azul—Pan de Guajaibón	Pinar del Río	20	cársico	perspectiva
2	1C	Sierra de Viñales	Pinar del Río	150	cársico	media
3	2C	San Francisco	Pinar del Río	15	cársico	media
4	3C	Ceiba del Agua	La Habana	170	cársico	media
5	4C	San Antonio de los Baños	La Habana	150	cársico	media
6	5C	Güines	La Habana	150	cársico	media
7	6C	Madrugá	La Habana	70	cársico	media
8	7C	Aguacate	La Habana	100	cársico	media
9	8C	San Nicolás	La Habana	180	cársico	media
10	11C	Rodas	Cienfuegos	280	cársico	perspectiva
11	9C	Yaguaramas	Cienfuegos	450	cársico	media
12	10C	Remedios	Villa Clara	100	cársico	media
13	11C	Sola-Jaronu	Camagüey	550	cársico	perspectiva
14	11C	Venezuela—Baragua	Ciego de Avila	1000	cársico	media
15	12C	Primero de Enero	Ciego de Avila	1800	cársico	media
16	13C	Cubitas	Camagüey	320	cársico	media
17	IVC	Santa Lucía	Holguín	25	cársico	perspectiva
18	VC	Guaso	Guantánamo	270	cársico	perspectiva
19	VIC	Maisi	Guantánamo	180	cársico	perspectiva
20	IL	Cantarrana	Holguín— Guantánamo	100	laterítico	perspectiva

Tabla No. 2.

Las recomendaciones y proyectos concretos relacionados están elaborados, y con fin de evaluar y ejecutar, se les entregaron a las empresas geológicas. Consideramos, que las tareas planteadas — con una buena división y organización del trabajo — se pudieran realizar en el quinquenio actual y el próximo.

Para la adaptación, el complemento y desarrollo del conjunto de los métodos aplicados nuestras recomendaciones y sugerencias son los siguientes:

- apesar de que los métodos en sí, y en su conjunto son conocidos y ampliamente aplicados, consideramos que se pueden adaptar y utilizar en la confección del pronóstico de bauxita de áreas similares o para algunos otros tipos de materias primas sólidas. Naturalmente, ya esto depende del tipo de materia prima investigada y del grado del estudio del área seleccionada, y que papel juega el método en la confección del pronóstico
- la escala de las posibilidades para el desarrollo y complemento de los diferentes métodos de investigación — vistos desde el punto de vista de la especialización — teóricamente no posea límites. Ahora los estamos enfocando desde el punto de vista de la evaluación compleja pronóstica de bauxita y los consideramos como los más importantes
- el complemento y desarrollo del método del análisis geólogo-formacional lo recomendamos, en primer

lugar, para la determinación más precisa de la evaluación facial de los sedimentos continentales-transicionales y epicontinentales

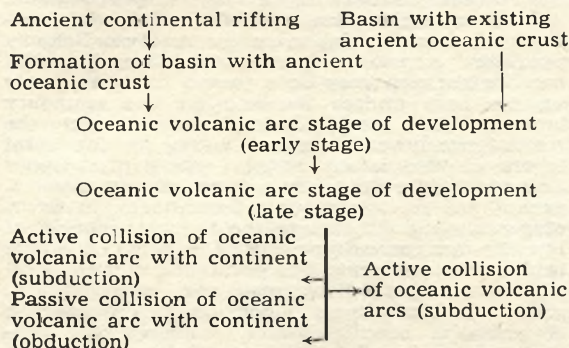
- le asignamos gran importancia al estudio y evaluación e interpretación de los fenómenos sedimentológicos internos de las cortezas lateríticas in situ y de las redepositadas
- en el caso de los métodos geomorfológicos recomendamos, en primer lugar, el análisis e investigación más profunda y detallada de la relación genética entre la formación y acumulación de bauxita y de la carsificación, tomando en cuenta los rasgos especiales morfogenéticas y morfofaciales
- un factor importante en el pronóstico de bauxitas consideramos el análisis complejo — por métodos geomorfológicos, pedológicos y climáticos — de las llanuras costeras y de las terrazas bajas que acompañan a las anteriores. Estamos convencidos que de esta manera se pudieran localizar y precisar más las condiciones de la formación y acumulación actual del proceso de bauxitización.

Las recomendaciones expuestas por nosotros aplicándolas en su conjunto o separadas pudieran arrojar en el futuro cercano el descubrimiento de otro(s) yacimiento(s) de bauxita en Cuba, elevando y aumentando su potencial industrial.

Methodological fundamentals

The history and development of tropical oceanic island arcs has been modelled (Fig. 1) so as to enable the assessment of their bauxite prospects.

In terms of the model the stages in the formation and evolution of island arcs the authors have distinguished as typical include:



The structural-morphological units of favourable bauxite geological characteristics in the above stages of evolution include:

- Ancient continental rifting stage
 - ancient continental platform (craton)
- Basin with ancient oceanic crust stage
 - ancient continental platform (craton) and margin
- Stage of active oceanic volcanic arc—continent collision
 - ancient continental platform (craton) and margin and quasi-platform
- Stage of passive oceanic volcanic arc—continent collision
 - young continental platform and margin of accretion type
- Stage of active collision of oceanic volcanic arcs
 - quasi-platforms

Applicable bauxite geological models

In the light of a wealth of references on bauxite genesis, two variants of „facies-centred” bauxite geological models applicable to Cuba have been worked out. One of them is the so-called syngenetic and intraformational model, the other one being the so-called postgenetic model.

The theoretical scheme of the syngenetic and intraformational model of bauxitization is illustrated by a series of idealized profiles in Fig. 2. As Cuban examples of bauxites of this type, the following reserve indications are listed:

Number of reserve indication	Name of enclosing formation	Age
Reserve indications No. 11 and 12	Guajaibon Formation	Cr ₁ ^{Alb.} —Cr ₂ ^{Cen.}
Reserve indications No. 25/B	Remedios Group	Cr ₁ ^{Apt.} —Cr ₂ ^{Maast.}
Reserve indication No 27/A, B	Charco Redondo Formation	Pg ₂ ³
Reserve indication No. 44	Maquey Formation	Pg ₃ ³ — N ₁ ¹
Reserve indication No. 37	Yateras Formation	N ₁ ^{1—2}
Reserve indications No. 18, 19, 20	Güines Formation	N ₁ ^{1—2}
Reserve indications No. 23, 24	Arroyo Palmas Formation	N ₁ ^{1—2}
Reserve indication No. 28/A	Jucaro Formation	N ₁ ³
Reserve indication No. 64	Cabo Cruz Formation	N ₁ ³ — N ₂ [?]

The theoretical scheme of the postgenetic bauxite formation model is illustrated by a series of idealized

profiles in Fig. 3. A few Cuban examples of certainly postgenetic bauxites are listed as follows:

Number of reserve indication	Name and age of underlying formation	Age of reserve indication
Reserve indication No. 3	Artemisa Formation (J ₃ ^{tit.})	?
Reserve indication No. 22	Cantabria Formation (Cr ₂ ^{Camp.—M.})	?
Reserve indication No. 35	Charco Redondo Formation (Pg ₂ ²)	?
Reserve indication No. 25	Nuevitas Formation (Pg ₂ ³)	?
Reserve indication No. 23	Camazan Formation (Pg ₃ ³ — N ₁ ¹)	?
Reserve indication No. 46	Yateras Formation (N ₁ ^{1—2})	?
Reserve indication No. 25/C	Vazquez Formation (N ₁ ²)	?

Geology, geohistory and tectonics

The vertical distribution of the basic elements of Cuban geology is represented by a stratigraphic column in Supplement 1, the present-day surface distribution being illustrated by Supplement 2. A detailed discussion of the geological column will be omitted here and our presentation hereinafter will be restricted to outlining the major lithotectonic units grouped according to the geohistorical stages as follows:

1. Stratigraphy
 - 1.1 Ancient platform stage
 - 1.1.1 Pre-Mesozoic basement
 - 1.2 Ancient platform-rifting stage (? — J₃) *Tithonian*
 - Bahama platform
 - Continental slope
 - 1.2.2 Southern continental units
 - 1.2.3 Intrusive complex
 - 1.3 First volcanic arc stage (J₃^{Tithonian}—Cr₂^{Campanian})
 - 1.3.1 Northern continental units

- Bahama platform
- Continental slope
- 1.3.2 Oceanic units
 - Ophiolite sequence
 - Volcanic zone
 - Zaza Zone
 - Intrusive complex
- 1.4 Quasi-platform and second volcanic arc stage (Cr₂^{Camp.} — Pg₂²)
 - 1.4.1 Continental units
 - Oceanic basins
 - Volcanic arc
 - Cauto Zone
 - Intrusive complex
 - 1.5 Young platform stage (Pg₂³ — Q)
 - 1.5.1 First substage (Pg₂³ — N₁)
 - Continental units (~ basins)
 - Oceanic units (~ troughs)
 - 1.5.2 Second substage (N₂ — Q)
 - Continental units (~ basins)
2. Geohistorical and structural reconstruction

The geohistorical and structural models relating to or even concerning Cuba can be grouped, with some arbitrary simplification, as follows:

- geosynclinal models
- a combination of geosynclinal and plate tectonic models
- plate tectonic models.

In outlining the geohistorical and structural reconstruction of the island, the plate tectonic model was used with distinction of the following stages of development:

- ancient pre-platform stage (Proterozoic-Paleozoic)
- ancient platform and rifting stage (? — J^3 Tithonian)
- first volcanic arc stage (J^3 Tithonian— Cr_2 Campanian)
- quasi-platform and second volcanic arc stage (Cr_2 Campanian — Pg_2^3)
- young platform stage (Pg_2^3 — Q)
- first substage (Pg_2^3 — N_1)
- second substage (N_2 — Q)

These stages of development are illustrated by a stratigraphic column in Supplement 1 and by the idealized geohistorical profiles of Fig. 4.

Let us list the most important moments of the geohistorical and structural reconstruction model proposed:

- as a result of continental rifting, first an intra-continental (inland) sea was formed and this was followed by the formation of a basin with an oceanic crust, with a mid-oceanic ridge along its axis and a passive continental margin on its northern and southern fringes; time span: ? — 140 m.y. (? — Upper Jurassic Tithonian)
- subduction of oceanic plates, to be followed by the resulting development of early volcanic arc(s); time span: 140—75 m.y. (Upper Jurassic Tithonian — Upper Cretaceous Campanian)
- continentalization of early volcanic arc(s) and their basement, to be followed by their progressive obduction (~ quasi-platform) onto the Bahama platform, time span: ~ 75—45 m.y. (Upper Cretaceous Campanian—Middle Eocene). In parallel with this development, subduction of oceanic plates led to the formation of a younger volcanic arc in the southern foreland of the northern accretion neoplatform (I)
- continentalization of the younger volcanic arc and its oceanic socle (~ northern accretion neoplatform II) and/or their progressive obduction onto earlier-continentalized units (~ northern accretion neoplatform I), time span: ~ 45 m.y. — Present). These events resulted in the formation of a composite young neoplatform (~ northern accretion neoplatforms I + II).

It is to this multiphase history of geological and tectonic development (complicated at large and in details) that Cuba owes her present-day situation in the Caribbean region visualized Fig. 5.

Prediction of bauxite resources

1. Methodological fundamentals

The methods and groups of methods used in predicting Cuba's bauxite resources included:

- geological formation analysis
- direct and indirect resource indication analysis
- geomorphological analysis
- pedological analysis
- climatic analysis
- complex prediction analysis.

2. Potential bauxite horizons

In this subchapter a summarizing assessment of Cuba's bauxite prospects is given by using the data presented on stratigraphy and geotectonic history. The evaluation has followed the grouping by major geohistorical development stages distinguished and, within these, by litho-tectonic units. What the author sought to achieve in doing so was to account regularly for the major factors involved in bauxite genesis and accumulation (stratigraphic, litologic control, virtual and potential source rocks and crusts of weathering, geomorphological and climatic factors and the known resource indications, both direct and indirect).

Accordingly, our major conclusions relative to the geological fundamentals of Cuba's bauxite resources prediction are as follows:

- the ? — Upper Jurassic (Tithonian). Upper Jurassic Tithonian)—Upper Cretaceous (Campanian) and Upper Cretaceous (Campanian)—Middle Eocene, Upper Eocene—Miocene and Pliocene—Present periods are considered to have been favourable for bauxite formation and accumulation
- the continental units of the southern platform are regarded to have clearly favoured bauxitization in the ?—Upper Jurassic (Tithonian) period, i.e. in the ancient platform rifting stage of development. At the same time, the possibility of bauxite formation and accumulation on the northern Bahama platforms cannot be precluded either. Potential bauxite horizons may be expected to occur partly at the base of the Jurassic (at the boundary between the pre-Mesozoic basement and the (meta)terrigenous formations and/or in the basal layers of the latter), partly within the Upper Jurassic (at the boundary between the (meta)terrigenous and (meta)carbonate formations). In terms of genesis and lithofacies, the former probably of lateritic-terrigenous type, the latter being of karstic intraformational type. The postulated mineralogical type is mainly diasporous and, subordinately, gibbsite-boehmite type in both cases. As source rock of potential bauxite bodies, primarily the pre-Mesozoic basement, in the second place, the (meta) terrigenous and (meta)carbonate formations themselves as well as coeval magmatic rocks may come into account.
- In the Upper Jurassic (Tithonian) — Upper Cretaceous (Campanian) stage, i.e. in the first volcanic arc stage, in the light of our present-day understanding, exclusively the northern platform, the Bahama platform, is regarded as having been suitable for bauxite formation and accumulation. Bauxite horizons, partly already proved, partly still potential, may be hoped to occur at the Lower/Upper Cretaceous boundary (Albian-Cenomanian) and/or within the Upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian). The probable genetic and formation type of both is karstic, intraformational. Their postulated mineralogical composition is mainly diasporous, subordinately of gibbsite-boehmite type. Rock types of the pre-Mesozoic basement and the (meta)terrigenous—(meta)carbonate—(meta)volcanic formations of the ancient platform-rifting stage must have served as source rock.
- In the Upper Cretaceous (Campanian)—Middle Eocene, i.e. the quasi-platform and the second volcanic arc stage, two major tectonic units are regarded as being prospective for bauxite. One of them is the quasi-platform (~ northern accretion platform I) that was formed in what used to be the ancient volcanic arc and that is indicative of progressive continentalization, the other one is the northern, Bahama, platform still partly disconnected from the quasi-platform. The potential bauxite horizons within this period of time are expected to occur, in both structural units, within the Upper Cretaceous (Campanian-Maastrichtian) and within the Middle Eocene. The potential bauxite deposits predictable for the quasi-platform area are partly of lateritic, partly of karstic-intraformational genetic type. Both seem to be mainly of gibbsite or boehmite and, possibly, diasporous type. Jurassic (meta)terrigenous—(meta)carbonate formations, the ophiolite association and the rock types of the ancient volcanic arc and its intrusive complex may come into account as potential source rocks. In the northern, Bahama, platform area rather karstic bauxite deposits may have been formed, this being the only possibility to reckon with. Their mineral composition is certainly mainly of gibbsite type, subordinately of boehmite type. The formations of the pre-Mesozoic basement and of the early platform-rifting stage are invariably reckoned with as potential source rocks.
- In the first (Late Eocene—Miocene) substage of the Late Eocene-Present or latest platform development stage also two major bauxite-prospective

structural units may be postulated. One of the two is the northern accretion neoplatform (I) that has resulted from the coalescence of the extinct Late Jurassic—Late Cretaceous volcanic arc and the Bahama platform. The other one is a more recent quasi-platform (~ northern accretion neoplatform II) lying south of the former and disconnected from it which has replaced an extinct Upper Cretaceous—Middle Eocene volcanic arc. In both units, the Upper Eocene, the Lower Oligocene, the Upper-Oligocene—Lower Miocene and Middle/Upper Miocene have been postulated as potential bauxite horizons. The postulated genetic types in either area are partly lateritic, partly karstic. In the case of the karstic type both intraformational (syngenetic) and postformational (postgenetic) occurrences may be postulated. The probable mineralogical composition is mainly of gibbsite and boehmite type, subordinately of gibbsite—boehmite—diaspore type. The postulated potential source rock includes Jurassic (meta)terrigenous—(meta) carbonate formations, the ophiolite sequence and rock types of the ancient and later volcanic arc and its intrusive complexes and also the earlier bauxite horizons of the Bahama platform.

- In the second (Pliocene—Present) substage of the Late Eocene—Present, i.e. latest platform development stage, the whole present-day area of Cuba is regarded as a structural unit of platform behaviour and, at the same time, as one suitable for the formation and accumulation of bauxite. This unit was formed where used to be an extinct Upper Cretaceous—Middle Eocene volcanic arc, having resulted from coalescence of a quasi-platform (~ the northern accretion neoplatform II) and the northern accretion neoplatform (I). The base of the Pliocene, the Pliocene/Quaternary boundary and boundary surface(s) within the Quaternary are considered as potential bauxite horizons. The genetic types of the potential bauxite bodies and their probable mineralogical composition and source rocks are taken to be the same as postulated for the preceding substage.

In conclusion, the major bauxite occurrences (Fig.6) of the Caribbean and its surroundings and a summarizing tabulation (Fig.7) of the bauxite horizons involved are presented. The good correlation of most of the virtual and potential bauxite horizons the author has distinguished in Cuba with other occurrences from

the Caribbean is conspicuous. At the same time, the distinguished Cuban bauxite horizons so far unknown from other parts of the region are noteworthy.

Recommendations

The author's recommendations as to the follow-up may be summarized as follows:

- to develop forecasts on a scale of 1:250,000 for each particular horizon with total coverage of the country's area. In this case, the work to do would be to carry out an assessment of the geohistorical stages that are promising for bauxite formation and accumulation (?—Upper Jurassic; Upper Jurassic—Upper Cretaceous; Upper Cretaceous—Middle Eocene; Upper Eocene—Miocene; Pliocene—Quaternary), including the bauxite horizons therein, independently, on a national scale
- to work out regional forecasts of bauxite resources in selected major subareas (a few thousand km²) judged to be promising for bauxite. The work to do, in this case, is to assess the potential bauxite horizons and bauxite areas in each particular geological-geographical regional unit of the country with prediction of their hypothetical and speculative bauxite resources on scales of 1:100,000—1,250,000. The recommended major areas are:
Western Cuba:
— Sierra de los Organos and Sierra del Rosario
— N and S forelands of the Sierra de los Organos and Sierra del Rosario.
Central Cuba:
— Remedios, Sierra de Jatibonico, Sierra de Cubitas, and their S foreland
— Sierra de Escambray
— W foreland of Sierra de Escambray.
Eastern Cuba:
— the Sierra Maestra range and its N foreland
— the Sierra del Nipe, Sierra de Cristal and Sierra de Baracoa ranges with their N and S forelands.
- to carry out detailed bauxite geological investigations on scales of 1:25,000—1:50,000 in sectors, usually not larger than a couple 100 km², selected as promising with a view to discovering commercial bauxite deposits. The names and surface areas of the sectors recommended for detailed exploration are listed herein after (Table 2, Supplement 3).

Sectors promising for bauxite

Serial number	Sector number	Name	Administrative unit	Area km ²	Genetic type	Degree of prospectiveness
1	IC	Sierra Azul				
		Pan de Guajaibón	Pinar del Rio	20	karstic	prospective
2	1C	Sierra de Viñales	Pinar del Rio	150	karstic	moderate
3	2C	San Francisco	Pinar del Rio	15	karstic	moderate
4	3C	Ceiba del Agua	La Habana	170	karstic	moderate
5	4C	San Antonio de los Baños	La Habana	150	karstic	moderate
6	5C	Güines	La Habana	150	karstic	moderate
7	6C	Madrugá	La Habana	70	karstic	moderate
8	7C	Aguacate	La Habana	100	karstic	moderate
9	8C	San Nicolas	La Habana	180	karstic	moderate
10	IIC	Rodas	Cienfuegos	280	karstic	prospective
11	9C	Yaguaramas	Cienfuegos	450	karstic	moderate
12	10C	Remedios	Villa Clara	100	karstic	moderate
13	IIIC	Sola-Jaronu	Camagüey	550	karstic	prospective
14	11C	Venezuela-Baragua	Ciego de Avila	1000	karstic	moderate
15	12C	Primero de Enero	Ciego de Avila	1800	karstic	moderate
16	13C	Cubitas	Camagüey	320	karstic	moderate
17	IVC	Santa Lucia	Holguín	25	karstic	prospective
18	VC	Guaso	Guantánamo	270	karstic	prospective
19	VIC	Maisi	Guantánamo	180	karstic	prospective
20	IL	Cantarrana	Holguín—Guantánamo	100	lateritic	prospective

Table 2

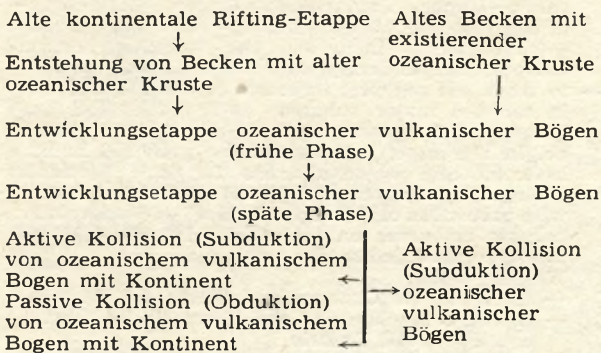
The concrete exploration projects relative to the recommended areas were worked out and submitted to the competent Cuban authorities for approval and implementation.

The recommendations and proposal just listed may result in forthcoming new bauxite discoveries in Cuba which, when properly developed, may add further dimensions to the country's industrial potential.

Methodologische Grundlage

Ein Modell der Entstehung und Entwicklung tropischer ozeanischer Inselbögen (Abb. 1), das die Bewertung deren Bauxithöflichkeit ermöglicht, wurde erarbeitet.

Auf dieser Grundlage wurden folgende, durch den Verfasser für charakteristisch gehaltene Etappen in der Entstehung und Entwicklung eines Inselbogens unterschieden:



Die bauxitgeologisch höffigen strukturellen-morphologischen Einheiten der obigen Entwicklungsetappen sind wie folgt:

Alte kontinental Rifting-Etappe
— alte kontinentale Plattform (Kraton)

Etappe der Entwicklung alter Becken mit ozeanischer Kruste — alte kontinentale Plattform (Kraton)

**Etappe der aktiven Kollision von ozeanischem
vulkanischem Bogen mit Kontinent
— alte kontinentale Plattform (Kraton)
und Randgebiet sowie Quasiplattform**

Etappe der aktiven Kollision von ozeanischem Bogen mit Kontinent — junge kontinentale Plattform und Randgebiet von Akkretionstypus

Etappe der aktiven Kollision ozeanischer vulkanischer Bögen — Quasiplattform

Anwendbare bauxitgeologische Modelle

Auf Grund des reichen Schrifttums über Bauxitgenetik wurden die folgenden zwei, für Kuba anwendbaren Varianten der „fazieszentrischen“ bauxitgeologischen Modelle erarbeitet. Die eine ist das sogenannte syngenetische und intraformationelle, das andere das sogenannte postgenetische Modell.

Das prinzipielle Schema des syngenetischen und intraformationellen Modells der Bauxitbildung wird durch eine Reihe von Profilen in Abb. 2 veranschaulicht. Als Beispiele aus Kuba von Bauxiten von diesem Typus werden folgende Karstbauxitindikationen angeführt:

Nummern der Indikationen	Name der einschliessenden Formation	Alter
Indikation Nr. 11, 12	Guajaibon Formation	Cr ₁ ^{alb.} —Cr ₂ ^{cen.}
Indikation Nr. 25/B	Remeidos Formationsgruppe	Cr ₁ ^{apt.} —Cr ₂ ^{maast.}
Indikation Nr. 27/A, B	Charco Redondo Formation	Pg ₂ ³
Indikation Nr. 44	Maquey Formation	Pg ₂ ³ —N ₁ ¹
Indikation Nr. 37	Yateras Formation	N ₁ ¹
Indikation Nr. 18, 19, 20	Guines Formation	N ₁ ^{1—2}
Indikation Nr. 23, 24	Arroyo Palmas Formation	N ₁ ^{1—2}
Indikation Nr. 28/A	Jucaro Formation	N ₁ ³
Indikation Nr. 64	Cabo Cruz Formation	N ₁ ³ —N ₂ [?]

Das prinzipielle Schema des postgenetischen Bauxitbildungsmodells wird durch die Reihe von Profilen in Abb. 3 illustriert. Einige kubanischen

Beispiele für die sicherlich postgenetischen Karstbauxite werden wie folgt angeführt:

Nummern der Indikationen	Name und Alter der liegenden Formation	Alter der Indikation
Indikation Nr. 3	Artemisa Formation ($J_3^{\text{tit.}}$)	?
Indikation Nr. 22	Cantabria Formation ($Cr_2^{\text{camp.-m.}}$)	?
Indikation Nr. 35	Charco Redondo Formation (Pg_2^2)	?
Indikation Nr. 25	Nuevitas Formation (Pg_3^3)	?
Indikation Nr. 28	Camazan Formation ($Pg_3^3-N_1^4$)	?
Indikation Nr. 46	Yateras Formation (N_1^{1-2})	?
Indikation Nr. 25/C	Vazquez Formation (N_1^2)	?

Geologischer Bau, Entwicklungsgeschichte und Tektonik

1. Schichtenfolge

Die vertikale Verteilung der Grundelemente des geologischen Baus von Kuba ist durch die Schichten-säule in Beilage 1 veranschaulicht, während die gegenwärtige Übertagsverbreitung auf der Karte von Beilage 2 dargestellt ist. Auf eine detailliertere Bekanntmachung der Schichtenfolge wird es an dieser Stelle verzichtet und nächstfolgend werden die grösseren Entwicklungseinheiten (Faziesseinheiten) in der Reihenfolge und Gruppierung skizziert, wie sie

den entsprechenden Entwicklungsstadien zugeordnet sind:

- 1.1. Alte Präplattform-Etappe
- 1.1.1. Prämesozoisches Fundament
- 1.2. Alte Plattform-Rifting-Etappe (?—J₃tithon.)
- 1.2.1. Nördliche kontinentale Einheiten
 - Bahama Plattform
 - Kontinentales Gehänge
- 1.2.2. Südliche kontinentale Einheiten
- 1.2.3. Intrusiver Komplex
- 1.3. Etappe erster vulkanischer Bogen (J₃tith.—Cr₂camp.)

- 1.3.1. Nördliche kontinentale Einheiten
 - Bahama Plattform
 - Kontinentales Gehänge
- 1.3.2. Ozeanische Einheiten
 - Ophiolit-Komplex
 - Vulkanischer Bogen — Zaza Zone
 - Intrusivkomplex
- 1.4. Etappe Quasiplattform und zweiter vulkanischer Bogen (Cr_2 camp.— Pg_2^2)
- 1.4.1. Kontinentale Einheiten (~ Becken)
- 1.4.2. Ozeanische Einheiten
 - Oceanische Tröge
 - Vulkanischer Bogen — Cauto Zone
 - Intrusivkomplex
- 1.5. Junge Plattform-Etappe (Pg_2^3 —Q)
- 1.5.1. Erste Subetappe (Pg_2^3 — N_1)
 - Kontinentale Einheiten (~ Becken)
 - Ozeanische Einheiten (~ Tröge)
- 1.5.2. Zweite Subetappe (N_2 —Q)
 - Kontinentale Einheiten (~ Becken)

2. Geohistorische und strukturelle Rekonstruktion

Die geohistorischen-strukturellen Modelle, die sich auf Kuba beziehen oder auch Kuba mit berühren, lassen sich — mit gewisser willkürlicher Vereinfachung — den folgenden Gruppen zuordnen:

- geosynklinale Modelle
- eine Kombination von geosynklinalen und plattentektonischen Modellen
- plattentektonische Modelle

Zur Skizzierung der geohistorischen und strukturellen Rekonstruktion der Insel wurde das plattentektonische Modell angewandt und die folgenden Entwicklungsetappen wurden unterschieden:

- alte Präplattform-Entwicklungsetappe (Proterozoikum—Paläozoikum)
- alte Plattform- und Rifting-Entwicklungsetappe (?— J_1 tit.)
- Entwicklungsetappe des ersten vulkanischen Bogens (J_1 tit.— Cr_2 camp.)
- Entwicklungsetappe der Quasiplattform und des zweiten vulkanischen Bogens (Cr_2 camp.— Pg_2^2)
- Entwicklungsetappe junger Plattformen (Pg_2^3 —Q)
 - erste Subetappe (Pg_2^3 — N_1)
 - zweite Subetappe (N_2 —Q)

Diese Entwicklungsetappen werden durch die Schichtensäule von Beilage 1 sowie durch die idealisierten entwicklungsgeschichtlichen Profile von Abb. 4 illustriert.

Die wichtigsten Momente des von uns skizzierten geohistorischen und strukturellen Rekonstruktionsmodells sind wie folgt:

- im Ergebnis der kontinentalen Rifting kam zunächst ein intrakontinentales (Binnen)meer und dann ein Becken mit ozeanischer Kruste zustande, in seiner Achse mit einem mittelozeanischen Rücken, an seinem Nord- und Südrand mit einem passiven kontinentalen Randgebiet; Zeitraum von ? bis 140 Millionen Jahre (? — Oberjura, Tithon)
- eine Subduktion ozeanischer Platten und demzufolge die Entstehung der frühen vulkanischen Bögen im Zeitraum von ca. 140 bis 75 Millionen Jahren (Oberjura, Tithon—Oberkreide, Campan)
- Kontinentalisation der frühen vulkanischen Bögen und deren ozeanischen Fundaments und dann ihre allmähliche Obduktion (~ Quasiplattform) auf die Bahama Plattform im Zeitraum von ca. 75—45 Millionen Jahren (Oberkreide, Campan—Mitteleozän). Parallel damit kommt durch die Subduktion ozeanischen Platten ein junger vulkanischer Bogen im S-Vorland der nördlichen Akkretions-Neoplattform (I) zustande.

- Kontinentalisation jüngerer vulkanischer Bögen und deren ozeanischen Fundaments (~ nördliche Akkretions-Neoplattform II) bzw. allmähliche Obduktion auf schon früher kontinentalisierte Einheiten (~ nördliche Akkretions-Neoplattform I) im Zeitraum von ca. 45 Millionen Jahren bis zur Gegenwart. Diese Vorgänge führten zur Entstehung der komplexen jungen Neoplattform (nördliche Akkretions-Neoplattform I + II).

Diese mehrphasige und im grossen und ganzen sehr komplizierte Entwicklungsgeschichte und Tektonogenese ist für die gegenwärtige Lage von Kuba im Karibischen Raum, wie sie in Abb. 5 dargestellt ist, verantwortlich.

Bauxitprognose

1. Methodologische Grundlage

Bei der Zusammenstellung der Bauxitprognose von Kuba wurden folgende Methoden und Methodenkomplexe angewandt:

- geologische Formationsanalyse
- direkte und indirekte Indikationsanalyse
- geomorphologische Analyse
- bodenkundliche Analyse
- klimatische Analyse
- komplexe prognostische Analyse.

2. Potentielle Bauxithorizonte

In diesem Unterabschnitt werden die Bauxitperspektiven von Kuba, unter Berücksichtigung des über die Schichtenfolge, die Stratigraphie und die geologische-strukturelle Entwicklung geschriebenen, zusammenfassend ausgewertet. Die Auswertung wurde in einer den unterschiedenen, grossen Entwicklungsetappen und den strukturellen-faziellen Einheiten darin entsprechenden Gruppierung durchgeführt. Dabei wurde es bewusst angestrebt die vom Gesichtspunkt der Bauxitbildung und Anhäufung wichtigsten Faktoren (stratigraphische, lithologische Kontrolle, tatsächliche und potentielle Muttergesteine und Verwitterungskrusten, geomorphologische und klimatische Faktoren sowie die bekannte direkten und indirekten Indikationen) regelmässig in Betracht zu ziehen.

Dementsprechend sind unsere wichtigsten Schlussfolgerungen bezüglich der geologischen Grundprinzipien für die Bauxithöflichkeit in Kuba wie folgt:

- als für die Bauxitbildung und -anhäufung günstige Grossezeiträume werden die Perioden ? — Oberjura (Tithon), Oberjura (Tithon)—Oberkreide (Campan), ferner Oberkreide (Campan)—Mitteleozän, Ober-eozän—Miozän und Pliozän—Gegenwart betrachtet
- im Zeitraum ?—Oberjura (Tithon), d. h. in der alten Plattform-Rifting-Entwicklungsetappe werden die kontinentalen Einheiten der südlichen Plattform als eindeutig günstig bewertet. Dabei wird es für nicht ausgeschlossen gehalten, dass die Möglichkeit für Bauxitbildung und -anhäufung auch auf der nördlichen, Bahama Plattform bestand. Potentielle Bauxithorizonte sind teils an der Jurabasis (Grenze zwischen dem prämesozoischen Fundament und der (meta)terrigenen Formationen bzw. in den Basalschichten der letzteren), teils innerhalb des Juras (an der Grenze zwischen (meta)terrigenen und (meta)karbonatischen Formationen) zu erwarten. Die ersteren sind wahrscheinlich dem lateritisch-terrigenen genetisch-fomationellen Typus, die letzteren dem karstischen-intraformationellen Typus zuzuordnen. Der angemessene mineralogische Typus ist in beiden Fällen hauptsächlich durch Diaspor, untergeordnet durch Gibbsit-Böhmit gekennzeichnet. Als Muttergesteine der potentiellen Bauxitlager dürften vor allem das prämetamorphe Grundgebirge, in zweiter Linie die (meta)terrigenen und (meta)karbonatischen Formation selbst sowie die mit denen gleichalten Magmatite in Rechnung kommen.
- im Zeitraum Oberjura (Tithon)—Oberkreide (Campan), d. h. in der Entwicklungsetappe des

ersten vulkanischen Bogens war unseres Erachtens — im gegenwärtigen Kenntnisstand — ausschliesslich die Bahama Plattform für Bauxitbildung und -anhäufung geeignet. Teils bereits belegte, teils noch potentielle Bauxithorizonte sind an der Grenze zwischen der Unter- und Oberkreide (Alb-Cenoman) und innerhalb der Oberkreide (Campan—Maastricht) zu hoffen. Der wahrscheinliche genetisch formationelle Typus für beide ist karstisch, intraformationell. Bezüglich ihrer mineralogischen Zusammensetzung ist hauptsächlich der Diaspor-, untergeordnet der Gibbsit—Böhmit-Typus zu erwarten. Als Muttergestein können aller Wahrscheinlichkeit nach die Gesteintypen des prämesozoischen Grundgebirges und die (meta) terrigenen—(meta) karbonatischen—(meta) vulkanischen Formationen der alten Plattform-Rifting—Entwicklungsetappe angesehen werden.

— Im Zeitraum Oberkreide (Campan)—Mitteleozän, d. h. in der Entwicklungsetappe der Quasiplattform und des zweiten vulkanischen Bogens werden zwei grosstektonische Einheiten als bauxithöfzig betrachtet. Die eine ist die an der Stelle des älteren vulkanischen Bogens entstandene und eine allmähliche Kontinentalisation ausweisende Quasiplattform (~nördliche Akkretions-Neoplattform I), die andere ist die von dieser Quasiplattform noch teilweise abgesonderte, nördliche, d. h. Bahama Plattform. Potentielle Bauxithorizonte innerhalb dieses Zeitraums in beiden strukturellen Einheiten sind innerhalb der Oberkreide (Campan—Maastricht) und des Miozäns zu erwarten. Die für den Raum der Quasiplattform prognostizierbaren, potentiellen Bauxitlagerstätten sind genetisch teils vom lateritischen, teils vom karstisch-intraformationellen Typus. Die mineralogische Zusammensetzung beider Typen ist wahrscheinlich gibbsitisch, böhmitisch, oder eventuell diasporhaltig. Als potentielles Muttergestein werden nach wie vor die Formationen des prämesozoischen Grundgebirges und der alten Plattform-Rifting-Entwicklungsetappe in Betracht gezogen.

— In der ersten Subetappe (Obereozän—Miozän) der obereozänen—gegenwärtigen oder jungen Plattform—Entwicklungsetappe kommen ebenfalls zwei grosstektonische Einheiten als bauxithöfzig in Rechnung. Die eine ist die nördliche Akkretions-Neoplattform (I), die durch das Zusammenwachsen des erloschenen, oberjurassisch—oberkretazischen vulkanischen Bogens mit der Bahama Plattform entstanden ist. Die andere, S davon gelegene und abgesonderte Einheit ist die neue Quasiplattform (~nördliche Akkretions-Neoplattform II), die an der Stelle des erloschenen, oberkretazisch—mitteleozänen vulkanischen Bogens zustandekam. In beiden Einheiten werden das Obereozän, das Unteroligozän, das Oberoligozän—Untermiozän und das Mittel/Obermiozän als potentielle Bauxithorizonte berücksichtigt. In beiden Gebieten ist teils lateritischer, teils karstischer genetischer Typus zu erwarten. Im Falle des karstischen genetischen Typus sind sowohl intraformationelle (syngenetische), als auch postformationelle (postgenetische) Vorkommen vorstellbar. Die wahrscheinliche mineralogische Zusammensetzung ist hauptsächlich gibbsitisch, untergeordnet von Gibbsit—Böhmit—Diaspor-Typus. Als potentielles Muttergestein können jurassische (meta)terrigenen—(meta)karbonatische Formationen, der Ophiolit-Komplex sowie die Gesteintypen des älteren und des jüngeren vulkanischen Bogens bzw. deren intrusiver Komplexe in Betracht gezogen werden.

— Im Zeitraum Obereozän—Gegenwart, d. h. in der zweiten Subetappe (Pliozän—Gegenwart) der jungen Plattform-Entwicklungsetappe wird das ganze heutige Territorium von Kuba als eine Struktureinheit von Plattform-Charakter und zugleich für die Bildung und Anhäufung von Bauxiten geeignet gehalten. Diese Einheit ist durch

das Zusammenwachsen der an der Stelle der oberkretazisch—mitteleozänen, erloschenen vulkanischen Bogens entstandenen Quasiplattform (~nördliche Akkretions-Neoplattform II) und der nördliche Akkretions-Neoplattform (I) zustandekommen. Als potentielle Bauxithorizonte werden die Pliozänbasis, die Pliozän—Quartär-Grenze bzw. Grenzflächen innerhalb des Quartärs betrachtet. Der genetische Typus der postulierten Bauxitlagerstätten, ihre wahrscheinliche mineralogische Zusammensetzung und Muttergesteine werden für denen der vorangehenden Subetappe gleich gehalten.

Abschliessend werden die wichtigsten Bauxitvorkommen der Karibischen Region und Umgebung (Abb. 6) und eine Zusammenfassende Tabelle ihrer Bauxithorizonte (Abb. 7) vorgelegt. Es ist auffallend, wie gut die Mehrheit der von uns in Kuba unterschiedenen tatsächlichen und potentiellen Bauxithorizonte sich mit anderen vorkommen der Region korrelieren lassen. Zugleich sind die in Kuba nachgewiesenen Bauxithorizonte, die bisher aus den anderen Ländern der Region unbekannt sind, beachtenswert.

Vorschläge

Unsere wichtigsten Vorschläge und Empfehlungen bezüglich der Weiterentwicklung der Bauxitprognose und Sucharbeiten auf Bauxite in Kuba sind wie folgt:

— Erarbeitung — für bestimmte Horizonte — einer Bauxitprognose im Massstab von 1:250 000 für das ganze Gebiet von Kuba. In diesem Fall besteht die Aufgabe in einer selbständigen gesamtstaatlichen, die ganze Republik umfassenden Bewertung der für Bauxitbildung und -anhäufung günstigen geohistorischen Etappen (?—Oberjura; Oberjura—Oberkreide; Oberkreide—Mitteleozän; Obereozän—Miozän; Pliozän—Quartär) und der daran gebundenen Bauxithorizonte bzw. -lagerstätten.

— Erarbeitung von regionalen Bauxitprognosen für die grösseren Teilgebiete, die als günstig für derartige Arbeiten beurteilt werden (Flächen von ein paar Tausend km²). Die Aufgabe in diesem Falle besteht in der prognostischen Auswertung der einzelnen geologisch-geographischen Regionen von Kuba im Massstab von 1:100 000 bis 1:250 000. Die von uns empfohlenen Gebiete, die in dieser Hinsicht in Rechnung kommen könnten, sind wie folgt:

West-Kuba:

— Sierra los Organos und Sierra del Rosario
— nördliches bzw. südliches Vorland des Sierra de los Organos und des Sierra del Rosario.

Zentral-Kuba:

— Gebirgszüge Remedios, Sierra de Jatibonico und Sierra de Cubitas und deren nördliches Vorland
— Sierra de Escambray
— westliches Vorland des Sierra de Escambray.

Ost-Kuba:

— Gebirgszug und nördliches Vorland des Sierra Maestra
— Sierra del Nipe, Sierra de Cristal und Sierra de Baracoa mit ihren westlichen, nördlichen und südlichen Vorräumen.

— Durchführung von detaillierten bauxitgeologischen Sucharbeiten im Massstab 1:25 000 bis 1:50 000 in als günstig beurteilten und ausgewählten Sektoren mit einer Fläche, die in der Regel nicht grösser als 100 km² ist, zwecks Erkundung von abbauwürdigen Bauxitlagerstätten. Die Namen und Flächenangaben der für detaillierte Such- und Erkundungsarbeiten vorgeschlagenen Sektoren werden hierunter (Tabelle 2, Beilage 3) angeführt.

Bauxithöfliche Sektoren

Laufende Nr.	Sektor-Nr.	Name	Administrative Zugehörigkeit	Fläche	Genetischer Typus	Höflichkeitsgrad
1	IC	Sierra Azul	Pinar del Rio	20	karstisch	höflich
		Pan de Guajaibon	Pinar del Rio	150	karstisch	mittelm.
2.	1C	Sierra de Viñales	Pinar del Rio	15	karstisch	mittelm.
3.	2C	San Francisco	La Habana	170	karstisch	mittelm.
4.	3C	Ceiba del Agua	La Habana	150	karstisch	mittelm.
5.	4C	San Antonio de los Baños	La Habana	150	karstisch	mittelm.
6.	5C	Güines	La Habana	70	karstisch	mittelm.
7.	6C	Madrugá	La Habana	100	karstisch	mittelm.
8.	7C	Aguacate	La Habana	180	karstisch	mittelm.
9.	8C	San Nicolas	Cienfuegos	280	karstisch	höflich
10.	IIC	Rodas	Cienfuegos	450	karstisch	mittelm.
11.	9C	Yaguaramas	Villa Clara	100	karstisch	mittelm.
12.	10C	Remedios	Camagüey	550	karstisch	höflich
13.	IIIC	Sola-Jaronu	Ciego de Avila	1000	karstisch	mittelm.
14.	11C	Venezuela—Baragua	Ciego de Avila	1800	karstisch	mittelm.
15.	12C	Primero de Enero	Camagüey	320	karstisch	mittelm.
16.	13C	Cubitas	Holguin	25	karstisch	höflich
17.	IVC	Santa Lucia	Guantánamo	270	karstisch	höflich
18.	VC	Guaso	Guantánamo	180	karstisch	höflich
19.	VIC	Maisi	Holguin-Guantánamo	100	lateritisch	höflich
20.	IL	Cantarrana				

Tabelle 2

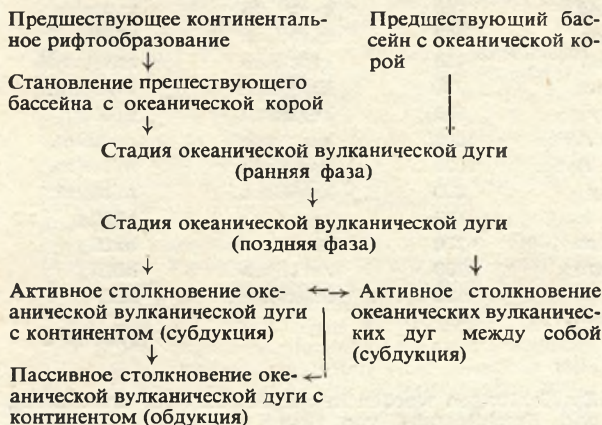
Die diesbezüglichen konkreten Erkundungsprojekte wurden ausgearbeitet und zur Bestätigung und Durchführung den zuständigen kubanischen Organen unterbreitet.

Empfehlungen werden in der Zukunft zur Entdeckung und Erschließung von neuen Bauxitlagerstätten in Kuba führen können, wodurch zur weiteren Erhöhung des industriellen Potentials des Landes beigetragen werden wird.

Die von uns angeführten Vorschläge und

Методическое обоснование

В ходе решения поставленной задачи (путем использования части данных из богатой методической литературы) разработана модель становления и развития океанических островных дуг тропического пояса (рис. 1), позволяющая оценить их бокситоносность. В соответствии с моделью в ходе становления и развития островных дуг нами выделены следующие характерные стадии:



Благоприятными с точки зрения бокситоносности структурно-морфологическими единицами на перечисленных стадиях развития являются следующие:

на стадии предшествующего континентального рифтообразования

— древняя континентальная платформа (кратон),

на стадии предшествующего бассейна с океанической корой

— древняя континентальная платформа (кратон) и ее окраины,

на стадии активного столкновения океанической вулканической дуги с континентом

— древняя континентальная платформа (кратон) и ее окраины, а также квази-платформа,

на стадии пассивного столкновения океанической вулканической дуги с континентом

— молодая континентальная платформа аккреционного типа и ее окраины,

на стадии активного столкновения океанических вулканических дуг

— квази-платформа.

Модели бокситообразования

На основании богатой литературы по генезису бокситов нами разработаны два варианта «фациальных» моделей бокситообразования, которые могут быть применены к Кубе. Ими являются сингенетическая и межформационная, а также постгенетическая модели (сингенетическим и межформационным называется процесс образования и накопления бокситов примерно одного возраста со вмещающими или перекрывающими толщами, а постгенетическим — процесс образования и накопления бокситов существенно отличного по сравнению со вмещающими или перекрывающими породами возраста).

Принципиальная схема модели сингенетического и межформационного бокситообразования иллюстрируется идеализированными профилями рис. 2. Примерами бокситов данного типа на Кубе являются следующие проявления карстовых бокситов:

№ № проявлений	вмещающие формации	возраста
11, 12	Гвахибон	альб—сеноман
25/В	Ремедиос	апт—маастрихт
27/А, В	Чарко Редондо	средний эоцен
44	Маквей	в. олигоцен—н.миоцен
37	Ятерас	нижний—средний миоцен
18, 19, 20	Гюинес	нижний—средний миоцен
23, 24	Арройо Пальмас	нижний—средний миоцен
28/а	Хукаро	верхний миоцен
64	Кабо Круз	в. миоцен—плиоцен?

Принципиальная схема модели постгенетического бокситообразования иллюстрируется идеализированными профилями рис. 3. Ниже перечисляются некоторые примеры постгенетических карстовых бокситов на Кубе:

№№ проявлений	подстилающие формации и их возраста	возраста проявлений
3	Артемиса, титон	?
22	Кантабрия, кампан—маастрихт	?
35	Чарко Редондо, средний эоцен	?
25	Нуэвитас, верхний эоцен	?
28	Камазан, в. олигоцен — н. миоцен	?
46	Ятерас, нижний—средний миоцен	?
25/С	Вазквез, средний миоцен	?

Геологическое строение, история геологического развития и тектоника

1. Стратиграфия

Вертикальное распределение основных элементов геологического строения Кубы иллюстрируется стратиграфической колонкой приложения 1, а их современное распределение на дневной поверхности — картой приложения 2.

Избегая детальное изложение стратиграфии, ниже перечисляются основные фациальные подразделения, сгруппированные по этапам истории геологического развития:

- 1.1. Древний доплатформенный этап.
 - 1.1.1. Домезозойский фундамент.
 - 1.2. Древний платформенно-рифтогенный этап (?—титон).
 - 1.2.1. Северные континентальные единицы: Багамская платформа, континентальный склон.
 - 1.2.2. Южные континентальные единицы.
- 1.3. Этап первой вулканической дуги (титон—кампан).
 - 1.3.1. Северные континентальные единицы: Багамская платформа, континентальный склон.
 - 1.3.2. Океанические единицы: офиолитовый комплекс, вулканическая дуга — зона Заза, интрузивный комплекс.
- 1.4. Этап квази-платформенный и второй вулканической дуги (кампан — средний эоцен).
 - 1.4.1. Континентальные единицы (впадины).
 - 1.4.2. Океанические единицы: океанические бассейны, вулканическая дуга — зона Кауто, интрузивный комплекс.
- 1.5. Этап молодой платформы (поздний эоцен — четвертичный период).
 - 1.5.1. Первый подэтап (поздний эоцен — миоцен): континентальные единицы (впадины), океанические единицы (бассейны).
 - 1.5.2. Второй подэтап (плиоцен — четвертичный период): континентальные единицы (впадины).

2. Историко-геологическая и структурная реконструкция

Историко-геологические и тектонические модели, относящиеся к Кубе или касающиеся Кубы, при несколько произвольном упрощении могут быть сгруппированы следующим образом:

- а) геосинклинальные модели,
- б) разного рода комбинации геосинклинальных и плитно-тектонических моделей,
- в) плитно-тектонические модели.

В историко-геологической и структурной реконструкции по Кубе нами использовалась плитно-тектоническая модель с выделением следующих этапов:

1. древний доплатформенный этап развития (протерозой — палеозой);
2. этап древней платформы и рифтообразования (? — титон);
3. этап развития первой вулканической дуги (титон — кампан);
4. этап квазиплатформенный и развития второй вулканической дуги (кампан — средний эоцен);
5. этап развития молодой платформы (поздний эоцен — четвертичный период), подразделяемый следующим образом: первый подъэтап (поздний эоцен — миоцен), второй подъэтап (илиоцен — четвертичный период).

Перечисленные этапы иллюстрируются стратиграфической колонкой (прил. 1) и идеализированными профилями истории геологического развития (рис. 4).

Главнейшими элементами охарактеризованной модели историко-геологической и структурной реконструкции являются следующие:

- а) вслед за континентальным рифтообразованием, возникновение сначала внутриконтинентального моря, затем бассейна с океанической корой, со срединно-океаническим хребтом вдоль оси и с пассивными континентальными окраинами на севере и на юге в интервале ? — 140 млн. лет (? — титон);
- б) столкновение и субдукция океанических плит, затем, в результате этих процессов, формирование ранней вулканической дуги (вулканических дуг) примерно в интервале 140 — 75 млн. лет (поздняя юра — поздний мел, титон — кампан);
- а) континентализация и постепенная обдукция (квази-платформа) ранней вулканической дуги (вулканических дуг) и ее (их) океанического фундамента на Багамскую платформу примерно в интервале 75 — 45 млн. лет (поздний мел, кампан — средний эоцен) и, параллельно, — формирование новой вулканической дуги в ходе субдукции океанических плит к югу от северной аккреционной неоплатформы (I);
- б) континентализация молодой вулканической дуги и ее океанического фундамента (северная аккреционная неоплатформа II) и ее постепенная обдукция на ранее континентализированные единицы (северная аккреционная неоплатформа I) примерно в интервале 45 — 0 млн. лет, с формированием молодой неоплатформы сложного состава (северная аккреционная неоплатформа I + II).

Результатом охарактеризованного многоэтапного, сложного как в целом, так и в деталях, хода исторического развития и формирования структур является современное положение Кубы в Карибском регионе, которое иллюстрируется структурно-морфологической схемой Дж. И. Кейса и Т. Л. Голкома (J. E. Case — T. L. Holcombe, 1980; см. рис. 5).

Прогноз бокситоносности

1. Методическое обоснование

При составлении прогноза бокситов по Кубе нами применялись следующие методы и комплексы методов:

- а) геолого-формационный анализ,
- б) анализ прямых и косвенных признаков бокситоносности,
- в) геоморфологический анализ,
- г) анализ почвенных условий,
- д) анализ климатических условий,
- е) комплексный прогнозный анализ.

2. Потенциальные бокситоносные горизонты

В данной главе с использованием сведений, изложенных по стратиграфии и геологической структуре, приводится сводная оценка перспектив бокситоносности Кубы. Оценка производится по главным этапам геологического развития, а внутри них — по структурно-фаціальным единицам. При этом делается упор на систематический учет важнейших факторов образования и накопления бокситов, как-то: стратиграфического и литологического контроля, фактических и потенциальных материнских пород и кор выветривания, геоморфологических и климатических условий, а также известных прямых и косвенных признаков.

На этом основании можно сделать следующие главные выводы в отношении геологического обоснования прогноза бокситов на Кубе:

1. Благоприятными для образования и накопления бокситов крупными интервалами можно считать следующие: ? — поздняя юра (титон), поздняя юра (титон) — поздний мел (кампан), поздний мел (кампан) — средний эоцен, поздний эоцен — миоцен и плиоцен — современный эпоха.

2. На этапе ? — поздняя юра (титон), то-есть на этапе древней платформы и рифтообразования однозначно благоприятными можно считать континентальные единицы южной платформы. В то же время нельзя исключить возможность образования и накопления бокситов и в пределах северной Багамской платформы. Потенциальные бокситоносные горизонты приурочены частично к основанию юры [к контакту (мета)терригенных формаций с домезозойским фундаментом и к базальным горизонтам первых], частично же к верхней юре [к контакту (мета)терригенных и метакристаллических формаций]. Первые, вероятно, относятся к латеритово-терригенному, а вторые — к карстово-межформационному генетико-формационному типу. В обоих случаях предполагается в основном диаспоровый минералогический тип с подчиненным ему гиббситово-бемитовым типом. В качестве материнских пород потенциальных бокситовых залежей выступают в первую очередь породы домезозойского фундамента, а во вторую — породы самих (мета)терригенных и (мета)карбонатных формаций, а также одновозрастные с ними метаморфические породы.

3. На позднеюрско-позднемиловом (титон-кампанском) этапе первой вулканической дуги, по имеющимся сведениям, благоприятной для образования и накопления бокситов можно считать только Багамскую платформу. Бокситоносные горизонты, частично доказанные, частично лишь предполагаемые, приурочены ко границе нижнего и верхнего мела (альб-сеноман) и к верхнему мелу (кампан-маастрихт). Вероятно, в обоих случаях имеет место карстовый межформационный генетический и формационный тип. Ожидаемый минеральный состав в основном диаспоровый при подчиненной роли гиббситово-бемитового. Материнскими, по всей вероятности, являются породы домезозойского фундамента и (мета)терригенных — (мета)карбонатных — (мета)вулканических формаций этапа развития древней платформы и рифтообразования.

4. На позднемиловом-среднеэоценовом этапе развития квази-платформы и второй вулканической дуги перспективными на бокситы являются, по нашему мнению, две крупные структурные единицы. Одной из них является квази-платформа, возникшая на месте более древней вулканической дуги и отмечающая постепенную континентализацию (северная аккреционная неоплатформа I), а другой — частично еще обособленная от этой квази-платформы северная, Багамская платформа. Потенциальные бокситоносные горизонты в обоих случаях ожидаются в верхнем мелу (кампан-маастрихт) и в среднем эоцене. Потенциальные бокситовые залежи, прогнозируемые в пределах квази-платформы, относятся частично к латеритовому, частично же к карстовому (межформационному) генетическому типу. Вероятный минеральный состав в обоих случаях — в основном гиббситовый, бемитовый и, возможно, диаспоровый. Роль материнских пород играют породы юрских (мета)терригенных и (мета)карбонатных формаций, офиолитовой ассоциации, а также древней вулканической дуги и ее интрузивных комплексов. В пределах северной, Багамской платформы в это время можно считать скорее лишь с возможностью образования залежей карстовых бокситов, в основном гиббситового минерального состава при подчиненной роли бемитового. В качестве потенциальных материнских пород по-прежнему выступают породы домезозойского фундамента, а также этапа развития древней платформы и рифтообразования.

5. На первом, позднэоценово-миоценовом подъэтапе позднэоценово-современного этапа развития молодой платформы перспективными на бокситы являются также две крупные структурные единицы. Одной из них является северная аккреционная неоплатформа (I), возникшая путем спаяния угасшей позднэоценово-раннемеловой вулканической дуги с Багамской платформой. Второй является расположенная южнее и обособленная молодая квази-платформа (северная аккреционная неоплатформа II), сформировавшаяся на месте угасшей позднемелово-среднэоценовой вулканической дуги. В обоих случаях потенциальными бокситоносными горизонтами являются верхний эоцен, нижний олигоцен, верхний олигоцен — нижний миоцен и средний — верхний миоцен, частично с латеритовым, частично с карстовым генетическим типом ожидаемых бокситов. В карстовом генетическом типе равным образом можно ожидать как межформационные (сингенетические), так и постформационные (постгенетические) проявления. Вероятен в основном гиббситовый и бемитовый минеральный состав при подчиненной роли гиббситово-бемитово-диаспорового. В качестве материнских можно учесть породы юрских (мета)терригенных и (мета)карбонатных формаций, офиолитовой ассоциации, древней и молодой островных дуг и их интрузивных комплексов, а также более ранних бокситоносных горизонтов Багамской платформы.

6. На втором, плиоценово-современном подъэтапе позднэоценово-современного этапа развития молодой платформы вся современная территория Кубы может считаться структурой платформенного характера, благоприятной для образования и накопления бокситов. Эта структура возникла путем спаяния квазиплатформы (северной аккреционной неоплатформы II), сформировавшейся на месте угасшей позднемелово-среднэоценовой вулканической дуги, с северной аккреционной неоплатформой (I). Потенциальные бокситоносные горизонты приурочены к основанию плиоцена, к контакту четвертичных отложений с плиоценовыми и ко внутривосточным поверхностям раздела. Генетический тип, минеральный состав и материнские породы принимаются такими же, как и на предыдущем подъэтапе.

В заключение приводится карта важнейших бокситовых месторождений Карибского региона и прилегающих территорий (рис. 6) и сводная таблица бокситоносных горизонтов той же площади (рис. 7), составленные по литературным данным.

Примечательно хорошее соответствие большинства выделенных нами фактических и потенциальных бокситонос-

ных горизонтов месторождениям региона. В то же время заслуживают внимания те бокситоносные горизонты, которые выделены на Кубе и не известны в других районах региона.

Рекомендации

Важнейшие наши предложения и рекомендации по усовершенствованию прогноза, поисков и разведки бокситов на Кубе сводятся к следующим:

1. Следует разработать прогноз бокситов в масштабе 1:250 000 для территории всей страны раздельно по горизонтам. Задача работ при этом заключается в оценке перспективных для образования и накопления бокситов основных этапов геологического развития (? — поздняя юра; поздняя юра — поздний мел; поздний мел — средний эоцен; поздний эоцен — миоцен; плиоцен — четвертичный период) и конкретных бокситоносных горизонтов и площадей самостоятельно, в масштабах всей страны.

2. Следует разработать прогноз бокситов по перспективным регионам (площадь в несколько тысяч кв. км) страны. Задача работ при этом заключается в прогнозной оценке потенциальных бокситоносных горизонтов и бокситоносных площадей отдельных геолого-географических единиц страны в масштабе. Нами рекомендуются следующие крупные перуспективные площади:

на Западной Кубе — Сьерра де лос Органос и Сьерра дель Розарио; северный и южный форланды де лос Органос и Сьерры дель Розарио;
на Средней Кубе — гряда Ремедиос, Сьерра де Гатибонико, Сьерра де Кубитас и ее северный форланд; Сьерра де Эскамбрай; западный форланд Сьерры де Эскамбрай;
на Восточной Кубе — гряда Сьерра Маэстра и ее северный форланд; Сьерра дель Нипе, Сьерра де Кристал и Сьерра де Баракоа вместе с их западным, северным и южным форландом.

3. В выявленных перспективных секторах площадью большей частью до нескольких сотен кв. км следует провести детальные поиски бокситов в масштабе 1:25 000—1:50 000 с целью обнаружения промышленных месторождений бокситов. Ниже перечисляются сектора, рекомендуемые под детальные поиски, с указанием их размеров (табл. 2, прил. 3):

Сектора, перспективные на бокситы

Таблица 2.

№ № п/п	№ № секторов	Наименование	Административное положение	Площадь, кв. км	Генетический тип	Степень пер- спективности
1	1С	Сьерра Азуль Пан де Гвахаибон	Пинар дель Рио	20	карстовый	высокая
2	1С	Сьерра де Виньялес	Пинар дель Рио	150	карстовый	средняя
3	2С	Сан Франсиско	Пинар дель Рио	15	карстовый	средняя
4	3С	Сейба дель Агуа	Ла Гавана	170	карстовой	средняя
5	4С	Сан Антонио де лос Баньос	Ла Гавана	150	карстовый	средняя
6	5С	Гоинес	Ла Гавана	150	карстовый	средняя
7	6С	Мадруга	Ла Гавана	70	карстовый	средняя
8	7С	Агуакате	Ла Гавана	100	карстовый	средняя
9	8С	Сан Николас	Ла Гавана	180	карстовый	средняя
10	11С	Родас	Сьенфегос	280	карстовый	высокая
11	9С	Ягуарамас	Сьенфегос	450	карстовый	средняя
12	10С	Ремедиос	Вилла Клара	100	карстовый	средняя
13	11С	Сола-Гарону	Камагюэй	550	карстовый	высокая
14	11С	Венесуэла-Барагуа	Сьего де Авила	1000	карстовый	средняя
15	12С	Примеро де Энеро	Сьего де Авила	1800	карстовый	средняя
16	13С	Кубитас	Камагюэй	320	карстовый	средняя
17	IVC	Санта Лючия	Ольгин	25	карстовый	высокая
18	VC	Гуасо	Гвантанамо	270	карстовый	высокая
19	VIC	Маиси	Гвантанамо	180	карстовый	высокая
20	IL	Кантаррана	Ольгин—Гвантана- мо	100	латеритовый	высокая

По ним разработаны конкретные проекты поисковых работ, которые переданы кубинским органам для оценки осуществления.

Перечисленные предложения и рекомендации, раздельно или в комплексе, могут привести к открытию новых бокситовых месторождений на Кубе, тем самым увеличивая промышленный потенциал страны.

Kitüntetések

A Központi Földhivatal elnöke

— hazánk felszabadulásának 43. évfordulója alkalmából — az alábbiaknak adományozott

KIVÁLÓ MUNKAÉRT
kitüntetést

Klimó Istvánnénak,
a Bányaiipari Dolgozók Szakszervezete re-
ferensének,

Kosztolányi Lászlónénak,
a Dorogi Szénbányák geológus technikusá-
nak,

Dr. Nagy Lászlónénak,
a Magyar Állami Földtani Intézet tudomá-
nyos tanácsadójának,

Nagyváradai Árpédnénak,
a Központi Földtani Hivatal előadójának,

Dr. Ravasz Csabánénak,
a Magyar Állami Földtani Intézet tudomá-
nyos főmunkatársának,

Szomszéd Elemérnénak,
az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat üzemi főgeológusának,

Oros Jánosnénak,
a Nagyalföldi Kőolaj- és Földgáztermelő Vállalat értelmező technikusának,

Apagyi Gézának,
a Földügyi és Térképészeti Hivatal osztályvezetőjének,

Ágai Györgynek,
a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet osztályvezetőjének,

Ágoston Zoltánnak,
a Mecseki Szénbányák Északi Bányaüzem főgeológusának,

Balogh Sándornak,
az Oroszlányi Szénbányák geológus technikusának,

Dr. Chikán Gézának,
a Magyar Állami Földtani Intézet tudomá-
nyos osztályvezetőjének,

Császár Jánosnak,
a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalat nagykanizsai üzeme vezető észlelőjének,

Dankházi Gyulának,
a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet tudományos főmunkatársának,

Drazsdik Lajosnak
az Országos Érc- és Ásványbánya Dunán-
túli Művek geológusának,

Galicz Gergelynek
a Kőolajkutató Vállalat fúrás-geológiai osztályvezetőjének,

Gál Domonkosnak
az Oroszlányi Szénbányák főmérnökének,

Hajdu Jánosnak

A Kőolajkutató Vállalat Geofizikai Üzeme csoportvezető robbantómesterének

Dr. Hollósi Istvánnak

a Központi Földtani Hivatal osztályvezető jogtanácsosának,

Jakab Lászlónak

a Dorogi Szénbányák Tervező Irodája geológus technikusának,

Kiss Attilának

a Tatabányai Bányák Vállalat főelőadójának,

Latrán Bélának

az Országos Földtani Kutató és Fúró Vállalat kutatásirányító geológusának,

Dr. Majoros Györgynek

a Mecseki Ércbányászati Vállalat főgeológusának,

Mezriczky Lászlónak

a Nógrádi Szénbányák Kányás Bányaüzem főfúrómesterének,

Nemes Miklósnak

a Bauxitkutató Vállalat osztályvezetőjének,

Páhi Lászlónak

a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet tudományos munkatársának,

Pogácsás Györgynek

az Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt Geofizikai Kutató Vállalat igazgatóhelyettesének,

Polc Ivánnak

a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet tudományos osztályvezetőjének,

Simkó Gézának

az Országos Érc és Ásványbányák főfúrómesterének,

Dr. Somfai Attilának

a Nehézipari Műszaki Egyetem Földtani Intézete igazgatójának, tszv. egyetemi tanárnak,

Szabó Imrénnek

a Mecseki Szénbányák Kutatási Központja geofizikus-mérnökének,

Szabó Imrénnek

az Északmagyarországi Kőbánya Vállalat üzemvezetőjének,

Szalai Andrásnak

a Bányaiipari Dolgozók Szakszervezete osztályvezető-helyettesének,

Szarvas Imrének

a Nógrádi Szénbányák Igazgatósága főelő-
adójának,

Dr. Szederkényi Tibornak

a József Attila Tudományegyetem Ásvány-
tani Geokémiai és Kőzettani Tanszék tszv.
egyetemi tanárának,

Tormássy Istvánnak

a Kőolaj- és Földgázbányászati Vállalat fő-
osztályvezetőjének,

Tóth Józsefnek

a Tatabányai Bányák Vállalat geológiai
csoportvezetőjének,

Uray Szabolcsnak

a Bauxitkutató Vállalat geofizikusának,

Dr. Virágh Károlynak

a Mecseki Ércbányászati Vállalat osztály-
vezetőjének,

Dr. Völgyi Lászlónak

az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt
osztályvezetőjének.



A földtudomány új doktorai

1988. március 18-án védte meg **DANK VIKTOR**, a Központi Földtani Hivatal elnöke **A MAGYARORSZÁGI KŐOLAJ- ÉS FÖLDGÁZKUTATÁSOK FÖLDTUDOMÁNYI ALAPJAI 1964—1984** című doktori értekezését.

Az értekezés

opponensei:

Meskó Attila, a műszaki tudományok doktora,
Szederkényi Tibor, a földtudomány doktora,
Szilás A. Pál, a műszaki tudomány doktora.

bíráló bizottságának tagjai:

elnök: **GRASSELLY GYULA**, az MTA rendes tagja

titkár: **SZALAY ÁRPÁD**, a földtudomány kandidátusa

tagok: **BENKŐ FERENC**, a földtudomány doktora,
PANTÓ GYÖRGY, a földtudomány doktora,
TÓTH JÓZSEF, a kémiai tudomány doktora,
ALFÖLDI LÁSZLÓ, a földtudomány kandidátusa,
DOLESCHALL SÁNDOR, a műszaki tudomány kandidátusa

Az Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt szervezete keretében 1964—1984 között látta el a hazai kőolaj- és földgáz kutatások trösztii szintű szakmai irányítását.

Ebben a tézisösszefoglalóban röviden summarizes a tudományos tevékenységének azon eredményeit, melyekkel az országos földtani modell, a kőolajföldtani modell továbbfejlesztéséhez, a prognóziskészítéshez, a szénhidrogénkutatási koncepció kialakításához, a kutatási módszerek és a szervezet korszerűsítéséhez, a gazdasági szempontból lukratív olajipari tevékenységhez hozzájárult.

A szénhidrogénkutatások elvi-módszertani vázlata címen dolgozta ki a komplex kutatás-irányítási, vizsgálati módszerrendszert.

A rendszer részei: földtani modell, kőolaj-földtani modell, ipari célkutatások.

A földtani modell tartalmazza mindazon sztratifráiai, tektonikai, evolúciós stb. ismereteket, melyek hazánk területének kéregrészt és a környező országokra kiterjedően birto-
kunkban vannak. Az országos földtani modell megalkotásához és mindenkor fejlesztéséhez a szénhidrogén-kutatások jelentős és meghatározó módon járultak hozzá, mert az egész országra kiterjednek és mind közvetve (geofizikai), mind közvetlenül (mélyfúrás) a legmélyebbre hatolva a földkéregbe, a legszélesebb körű és legnagyobb információtömeget nyújtják.

A kőolajföldtani modell a földtani modellre épül. Tartalmazza és kifejezi mindazt, amit készítése idején a szénhidrogének keletkezéséről (genezis), vándorlásáról (migráció) és felhalmozódásáról (akkumuláció), az anya- és tárolókőzetekről, a medencealakulatokról, azok fejlődési- és hőtörténetéről, a tektonikai egységekről, a mglévő szénhidrogén előfordulásokról, a várható telepekről, azok elhelyezkedési törvényszerűségeiről tudunk. Tartalmazza a már elért eredmények analizisét, kritikáját, a levonható tanulságokat, a várható perspektivákat, a prognózist.

Ezen ismeretek alapján került sor mindenkor a szükségesnek ítélt mértékű kutatások irányainak és arányainak meghatározására.

Az ipari célkutatások menetét csak címszavakban ismerteti: általános adatgyűjtés, elemzés, földtani modell-szintézis, kőolajföldtani adatgyűjtés, analizis, kőolajföldtani modell-szintézis, prognóziskészítés, perspektivikus területek kijelölése, rangsorolás, programjavaslatok kidolgozása, távlati (20 év), középtávú (5 év), éves tervek készítése. Kivitelezés, új információk létrehozása, visszacsatolás, döntéselőkészítés, új kutatási koncepció kialakítása.

Ezzel a módszertani sémával — bizonyos módosításokkal — irányította két évtizeden át a tudományos és az operatív szénhidrogén-kutásokat.

Az 1936—1984 közötti szénhidrogén-kutatások eredményei

Időszakasz	Felfedezett kezdeti ipari szénhidrogén-vagyon Mt	Évi átlagos szénhidrogén-készlet növekedés Mt
1935—1948	24,7	1,9
1949—1963	77,5	5,17
1964—1984	213,5	10,68

A dokumentumok tanúsága szerint az 1964—1984 évek között összesen kitermeltünk: 39,3 millió tonna kőolajat, 99,0 milliárd m³ éghető földgázt, azaz 138,3 millió tonna egyezményes szénhidrogén-mennyiséget.

Ugyanezen idő alatt — a kutatások eredményeként — megismertünk 47,0 millió tonna ipari kitermelhető kőolaj-, 167,0 milliárd m³ ipari éghető földgáz-, azaz 214,0 millió tonna egyezményes szénhidrogénvagyont. A két évtized első felében sikerült az ország évi kőolaj-termelését 2,0 Mt-t megközelítő szinten tartani, majd a második felében évi 2,0 Mt-ban stabilizálni.

Éghető földgáztermelésünket az 1964. évi kerek 1,0 Gm³-ról 1984-re 7,0 Gm³-ra növeltük úgy, hogy a második évtizedben az évente kitermelt földgázmennyiség 6,0 Gm³-ban állandósult.

TÉZISEK

Az új tudományos eredmények összefoglalása

1. Vizsgálataim alapján megállapíthattam, hogy a módszertani séma 1., 2., 3. sz. pontjaiban felsorolt kutatások a földtani modellre vonatkozóan arra a felismerésre vezettek, hogy az ország területe nem egyszerűen kirívó különlegesség az azt körülvevő környezetben, hanem hosszú földtani folyamatok anyag—tér—idő—mozgás—hatás terméke. Ez a megállapítás hosszabb idejű ismeretanyag-felhalmozódás és szemléleti fejlődés következtében vált lehetővé, hiszen területünknek 80%-a fiatal üledékekkel borított síkság, és a közvetett (geofizikai) megismerést követő közvetlen (mélyfúrási) információk gyarapodása állandóan módosította, pontosította ezt a képet.

Ezért van igen nagy tudományos jelentőségük a szénhidrogén-kutatásoknak, mert lehetővé teszik az egész országra kiterjedő konkrét földtani információk megszerzését és szintézisbe ötvözését az ipari eredmények mellett.

Az Alp—Kárpát—Dinarid rendszerbe illesztve új felfogásban szintetizáltam és ábrázoltam a Pannónia-medence aljzatában húzódó újpaleozóos-mezozóos üledékes és kristályos-metamorf összletek pásztás-öves váltakozását. Az egyre szaporodó szénhidrogén-kutatási adatok-

ból, először az Alföldre vonatkoztatva saját munkaként, majd a dunántúli eredményekkel is összekapcsolva végeztem el ezt az összeítést.

A tárgydíszsági kiemelt „háta és vályúk” váltakozásának felfogását — a fácieselemzések alapján — nem tudtam elfogadni. Egymás közt sem lehetett kielégítő módon korrelálni ezeket, és ezért ekkor (1970-ben) szokatlanul hangzón kimondtam, hogy ezek a képződmények nem itt, hanem valahol másutt a Tethysben eltérő körülmények között ülepedtek le. (Ma már — e gondolat továbbfejlesztéseként — 1000 km távolságot is feltételeznek.)

2. Jelen helyzetükben egymásra torlódott, takarós szerkezetet mutatnak az Alpokhoz hasonlóan, bár a térrövidülés itt annál enyhébb mértékű. A fáciesövek egyúttal kéregszerkezeti egységet is jelentenek. (Jelenleg egyes szerzők az afrikai és az eurázsiai lemez jelenlétét valószínűsítik.)

Bár a fúrások sporadikus eloszlása, a belőlük szerezhető információk jóval szegényesebb és pontatlanabb adatokat hordoznak, mint a felszínen tanulmányozható Alp—Kárpát—Dinarid hegységrendszer, mégis felismerhettem, hogy ezek mélyföldtani folytatása országunk területe alatt kétségtelenül bizonyítható. A kimutatott érintkezési zónákat alá- és fölétolódási mozgásmechanizmus eredményeként tekintetem, mely a kréta közepén és végén takarós tektogenezisben nyilvánult meg.

3. A mélyföldtani vizsgálatok és a szénhidrogén-kutató fúrások anyagai, az ezek alapján szerkesztett térképek, közöttük a saját, elsősorban az Alföldre vonatkozó dokumentumaim arra utaltak, hogy a krétát követő időszakokban az üledékképződés a sülyedések időbeni-térbeni eltérései miatt nem mindig egységes, és nem követik rendszeresen a tektonikai vonalak a korábbi tektogenezis megszabta irányokat. Röviden: megállapítottam, hogy a harmadidíszsági részmedencéknek az egykori geoszinklinálisához nincs közük.

A konszolidálódott, Kárpátokon belüli kéregszen főleg az egyszerűbb töréses tektonikai elemeket figyelhettem meg az olajkutatás során szerkesztett szelvényekben, bár rátolódásos jelenségeket is meg lehetett figyelni ismétlődő rétegsorú pikkelyekkel.

4. A harmadidíszsági, eltérő mértékű sülyedéseket számos kőolajgeológus észlelte és az idők folyamán ez a tény köztudottá is vált. Mint medencetöltelékkel foglalkozó kutató gyakran kerültem olyan helyzetbe, hogy medenceperemi, szépen dokumentált mozgásokat nem sikerült az egyveretű összletekben kimutatni, sőt a krono-, és biosztratigráfiával kapcsolatos problémák is szinte állandósultak.

Ez áll a hegységképződési fázisokra is. Megállapítottam, hogy a medenceüledékeket nem lehet és nem is érdemes beleerőltetni a Stille-féle kategóriába. Különösen áll ez akkor, ha figyelembe vesszük az újabb kutatások eredményekénti új sztratigráfiai beosztásokat.

Ez a körülmény magyarázza azt is, hogy szénhidrogén-kutatási munkámat nem zavarta soha a hosszú ideig fennálló kettősség a medencebeli és a peremi heteropikus fáciesek eltérő megítélésében.

5. Kőolajföldtanilag értékelve az elmondott rövid összefoglalás mögött álló hatalmas ismeretanyagot, megállapíthattam, hogy — a hegységeinkben tapasztaltakhoz hasonlóan — a prekambriumi képződmények (az asszinti [bajkálj] tektonikus fázisban) erősen metamorfizálódtak, ismételt átalakulást szenvedtek, sőt tovább módosultak az alpi hegységképződés során. Az eredetileg szervesanyag-tartalmú üledékek e hatásokra annyira metamorfizálódtak, hogy a szénhidrogén-telepek megsemmisültek.

A repedezett, összetöredezett, málot metamorfitok kedvező befogadó tárolók lehetnek. A kutatások során a kőolajföldtani környezetet és a perspektivitást figyelembe vettem, ennek nyomán több, országunk szempontjából jelentős, harmadidőszaki eredetű, de kristályos képződményekben tároló szénhidrogén-előfordulás felfedezésére került sor.

E felismerés után indokolt volt ezeknek a képződményeknek több száz, sőt több ezer méteres nagyságrendű harántolása, mert a zúzott, repedezett zónák rapszódikus elhelyezkedése, a laterális repedés menti migráció kialakulása miatt nem csak a felső, málot-repedezett övezet perspektivikus. Megfigyeltem, hogy esetenként a felső, málot-repedezett zóna beiszapolódása miatt a szénhidrogén-telepek nem csak a diszkordancia felület közelében várhatók. Ezt a feltételezett szénhidrogénmozgási modellt a gyakorlati eredmények igazolták.

6. Az ópaleozóos képződmények hazánkban szilúr-devon pelites-pszammitos, karbonátos összletekkel vannak a mélyben képviselve, melyek helyenként kevésbé átalakultak, úgy, hogy a szerves élet nyomai is felismerhetők. Vizsgálataim alapján töredezett zónáik, lepusztult-erodált, üledékes-áthalmazott kifejlődéseik tárolás szempontjából számításba vehetők. A metamorfózisokat elszenvedett összletek azonban forrásközetnek már nem tekinthetők.

7. Az újpaleozóikumban képződött karbon-üledékek metamorfizáltsága szintén előrehaladott ahhoz, hogy potenciális forrásközetnek tekinthessük. Ebben is különbözik a táblás területek karbonátjától, ahol kiváló kőolajgeneráló fáciesben vannak jelen ezek a kőszén-kőolaj szempontjából egyaránt produktív összletek. Nem tekintem lényegesnek ebből a szempontból a hazai kifejlődéseket. A geokémiai vizsgálatok szerint szervesanyag-tartalmuk érettségi foka már túljutott az antracit fázison.

8. A permi vörös homokkő, amennyiben nem túlságosan kötött, kiváló tároló lehet kedvező szénhidrogénföldtani környezetben. A karbonnal együtt üledéktömegük relatíve kicsiny és elterjedésük sem nyújt lehetőséget ipari méretű készletek regenerálására.

9. A középső—felső-triász karbonátos képződmények jó tárolók dolomitos, mészköves fácies, még az alsó-triász törmelékes kifejlődés esetén is. A repedéseken kívül a karsztos üregek, járatok tartalmazhatnak ipari jelentőségű szénhidrogén-telepeket. Ez, a mátrixot preferáló véleménycsoporttal szemben kifejtett álláspontom (1974) azóta a gyakorlatban igazolódott.

Az előző pontos ismertetett képződményeken végzett geokémiai vizsgálatok, kiegészítve az egyéb mezozóos mintákkal, azt eredményezték, hogy azokat a továbbiakban a prognóziskészítésnél, mint szénhidrogén forrásközeteket is figyelembe vehettem.

10. A fiatalabb triász és a jura üledékek egy részéről is kiderült, hogy forrásközetek lehetnek. Képződményekben mészköves-törmelékes fáciesük tárolóösszletként jöhet számításba.

11. Az egyes tektonikai egységek mozgásmechanizmusát figyelembe véve, a már kialakult szénhidrogéntelepek konzerválódására — véleményem szerint — kevés lehetőség nyílt. Viszont számításba kell venni, hogy a mélybe került mezozóos összletek szervesanyag-tartalma a hőmérséklet és a nyomás hatására újra mobilizálódhatott, tehát potenciális forrásközeteké válhattak.

12. A tektonikai kép vizsgálata során megállapítottam, hogy a felsőkréta-paleogén üledékciklus arra utal, hogy az óalpi mozgásokkal lezárult az ország történetének egy jelentős szakasza. A tektogenezist követő orogenezis termékeként létrejött flisösszletünket szénhidrogén-kutatások szempontjából nem tartottam különösen perspektivikusnak, szemben azokkal a nézetekkel, melyek a kárpáti flis analógiájára szénhidrogén-telepek képződését erőteljesen valószínűsítették. (Sajnos ez máig terjedően igazolódott.)

Régóta ismert az ország északi részén kialakult paleogén medencerész. Főleg az ottani oligocén képződményeket tekintették régebben is igen eredményes anyaközetnek. Annak ellenére, hogy egyes területeken az eocénben, majd az oligocénben igen erőteljes süllyedés és jelentős szervesanyag-tartalommal üledékképződés volt, nem hoztak kívánt eredményeket az ottani kutatások. Ezért új módszerekkel és eszközökkel való átértékelés szükséges.

13. A neogén üledékek az egész országra kiterjedően általános elterjedésűek. Az oligocént követő süllyedés és üledékképződés egy igen változatos korú és felépítésű preformált térszínen történt. Saját szerkesztésű térképeimen részletesebben — a korábbi anyagokat továbbfejlesztve — megállapítható volt, hogy ez az aljzat állhat kristályos-metamorf, ópaleozóos, újpaleozóos—alsó-kréta, felső-kréta—paleogén képződményekből.

Megállapítottam, hogy a neogén képződmények, mint anyag-, vagy forrásközetek, mint zárórétegek, mint tárolóközetek egyaránt orszá-

gosan a legjelentősebbek, egyúttal a leghatalmasabb üledéktömeget is képviselik.

A szarmatát követően, majd az alsó-pannonban hatalmas sülyyedések és ezek nyomán vastag pelites-pszammitos üledékösszletek alakultak ki: közvetlenül bizonyítottan közel 6, — közvetetten feltehetően 8—9 ezer méteres vastagságokkal (DK-K Alföld, DNy-Dunántúl, Kisalföld).

Elkészítettem a pannóniai képződmények országos porózus, és nem áteresztő képződményeinek vastagságtérképét, mely utóbbit az új módszerként alkalmazott prognózismódszeremnél használtam fel.

Irányításommal és közreműködésemmel készülték időről-időre azok a térképsorozatok, melyek a pannóniai képződmények elterjedését, szerkezeti, vastagság, tektonikai viszonyait ábrázolják, medencebeosztásait részletezik, és köolajföldtani perspektíváit súlyozzák. Ugyancsak elkészültek az új litosztatigráfiai beosztásokat tartalmazó munkák és térképek, melyekben személyesen is közreműködtem.

Már az 1960-as években üledékföldtani és geofizikai vizsgálatokkal alátámasztottan kimutattam az Alföldön a delta jellegű üledékek jelenlétét a pannóniai képződmények felső szakaszában.

Ugyancsak ebben az időszakban identifikáltam azokat a neogén csapdatípusokat, melyek szerintem várhatók és kutandók.

14. Négy alkalommal irányításommal és közreműködésemmel készült el az 5 évenként esedékes országos szénhidrogénföldtani prognózis, melynek eredményeképpen egyre újabb területek és mélységintervallumok kerültek be a reményteljes képződmények sorába. Az ilyen jellegű összefoglalások mindig tartalmazták azokat a tudományos szintéziseket, melyek alapján történtek azok a kutatómunkálatok, melyekről a módszertani résznél már említés történt és amelyek eredményeiről a következő részben adok összefoglalót.

A bírálóbizottság által adott négy kérdés közül az alábbi két kérdésre adott választ a bizottság tézisérejüknek minősítette:

— „...a nagymélységű előfordulások közül a fiatal sülyyedések és az idősebb képződmények kutatása eltérő köolajföldtani koncepciót és műszaki felkészültséget igényel. Hogyan jellemezhetők földtani és műszaki szempontból ezek a különbségek, s mi ezek elméleti és gyakorlati jelentősége?”

— „Hozzájárultak-e kutatási eredményei a hazai szénhidrogén-kutatások kockázatának csökkentéséhez, s ha igen, hogyan? Beszélhetünk-e a szénhidrogének esetében kutatási kockázatról, s ha igen, ez hogyan értelmezhető?”

A Magyar Tudományos Akadémia Tudományos Minősítő Bizottsága 1988. március 30-i ülésén nyilvánította a földtudomány doktorává.

✱

1987. július 17-én védte meg **HÁMORI GÉZA**, a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatója. **A NÓGRÁD-CSERHÁTI KUTATÁSI TERÜLET FÖLDTANI VISZONYAI** c. doktori értekezését.

Az értekezés opponensei:

Balogh Kálmán, a földtudományok doktora
Kubovics Imre, a földtudományok doktora
Szederkényi Tibor,
a földtudományok doktora

bíráló bizottságának tagjai:

elnök: *GRASSELLY GYULA*, az MTA rendes tagja

titkár: *KLEB BÉLA*, a földtudományok kandidátusa

tagok: *VÉGH SÁNDORNÉ*, a földtudományok doktora
PANTÓ GYÖRGY, a földtudományok doktora
NÉMEDI-VARGA ZOLTÁN, a földtudományok kandidátusa
MOLNÁR BÉLA, a földtudományok doktora

A terület földtani feldolgozását indokolja — a 130 évre visszatekintő intenzív kutatás ellenére — annak

— nem kielégítő földtani ismeretessége [vitatott földtani felépítése, ismeretlen kifejlődési (pl. vastagsági) viszonyok; 2000 km²-en egyetlen fúrás sem harántolta a harmadidőszaki fedőhegység alját, legutóbbi 1:75 000 méretarányú földtani térképét 1941-ben adták ki stb.];

— a hazai neogénkutatás szempontjából kulcsfontosságú helyzete (Magyarország legteljesebb oligocén-miocén rétegösszetétele; átmeneti kifejlődése a dunántúli, É-magyarországi és erdélyi fáciesterületek között; az új Magyar Rétegtani Lexikon 82 miocén egysege 32%-ának, a hazai miocén formációrendszer 45 tagja közül tizenegynek a sztratotípusa itt található);

— ásványi nyersanyag-potenciálja (perspektíva-tisztázó barnaköszén-kutatások; a cserhátaljai paleogén-neogén medence Magyarországon kizárólagos felszíni vagy felszínközei szénhidrogén nyomai; vegyesásványi anyagok és építőipari nyersanyagok változatossága).

Végül, de nem utolsósorban a munka várható eredményei a rétegtan, ősföldrajz, tektonika, nyersanyagkutatás, távlati tervezés megvalósítása területén.

TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK A GYAKORLATBAN

1. A munka során elkészült és kiadásra került a nógrád-cserhádi terület 1:25 000 ma. felvételekre alapozott 1:50 000 ma. földtani tér-

képe, melynek 1:100 000 ma. változata a tanulmány melléklete. A munka földtani térképezési, rétegtani, szerkezetföldtani, faciológiai és ösföldtani eredményeit elsősorban Salgótarján körzetének építésföldtani—mérnökgeológiai, Ipolytarnóc környékének természetvédelmi célú részletes földtani felvétele és térképkiadása, továbbá Észak-Magyarország szénhidrogén-prognózisa (1985) és néhány földtani előkutatási feladat során hasznosították.

2. Legfontosabb nyersanyagkutatási eredmény a cserhátaljai paleogén-neogén depresszió fejlődéstörténetének rekonstrukciója, szerkezetföldtani értelmezése, a felszínközeli szénhidrogén-nyomok további bizonyítása.

A terület szénhidrogén-előkutatási rangsorolása és kutatási perspektívái jelentősen javultak, a formációvastagságok, kifejlődési viszonyok tisztázása, a vulkáni tevékenység területi lehatárolása következett. Ehhez nagymértékben hozzájárult az ország első 2000 m mélységű folyamatos magfúrásának létesítése is (Szi-rák 2. sz. fúrás).

3. A munka és az arra alapozott előkutatási tevékenység során tisztáztuk a nógrádi barnaköszén-terület kutatási perspektíváit. Ez azonban negatív eredményű: a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció teljes vastagságában csak az Etesi-árok területére korlátozódik. DNy-i peremére és az attól DNy-ra levő (garábi) árok-szerkezetre csak az I. telep transzgressziója terjed ki. Itt a fedővastagsági, a telepvastagsági, telepminőségi adatok egyértelműen kizárják — jelen viszonyok mellett — a gazdaságos ipari barnaköszénkészletek feltárását.

4. A vegyesásványi nyersanyagok előkutatási eredményeit a tanulmány a bentonitok, anyagok, transzszok, vulkáni eredetű építőkövek prognózistérképein foglalja össze. Ezek, valamint a kutatás során fúrásokkal feltárt alginít, diatoma, evaporit, felső-oligocén barnaköszén nyomok (Becske) és vízkészletek (Mátraszőlős, Nógrádszakál) hasznosítása a további kutatási fázisok feladata.

TÉZISEK:

AZ ÚJ TUDOMÁNYOS EREDMÉNYEK ÖSSZEFOGLALÁSA

1. RÉTEGTAN

Az észak-magyarországi miocén rétegtani vitái elsősorban a területen belüli gyors vertikális és horizontális fáciesváltozásokból; a lito-, bio-, kronozstratigráfiai elemek keveredéséből és abból adódtak, hogy egy-egy szerző általában egyet ismert a három eltérő kifejlődési terület közül [a Galga-vonaltól Ny-ra levő, a Galga-vonal és az Etesi-árok közötti terület, és az Etesi-árok területe (az ún. „nógrádi medence”)]. Ezen ismereti hiányok, a kronozstratigráfiai szemlélet és módszer erőltetése okozták azokat a több évtizedes (nem egy esetben generációkat érintő és egyes elemeiben máig is ki-

ható) vitákat, melyekről a terület miocénje nevezetes. A teljesség igénye nélkül említjük meg a felmerült problémák közül az oliocén-miocén helvét-torton határvitákat; az ún. „aequipectenes rétegek” korának vitáját és ennek következményeként a barnaköszén formációk korbesorolását; a „lajtamészko”(-vek) szintbeli megjelenésének kérdését; a barnaköszén telepes összlet és slírosszlet heteropikus voltának felvetését; a szarmata szárazföldi és tengeri képződmények települési viszonyait; a vulkanitok korának megítélését stb.

Munkám során sikerült az ismereti hiányokat pótolni és a vélt vagy valós ellentmondásokat, nyitott problémákat megoldani.

1.1 Litosztratigráfia

A munka eredményeként megállapítottam a terület rétegsorrendjét. Kimutattam, hogy a terület földtani felépítésében 3 oligocén és 18 miocén korú formáció vesz részt. Tisztáztam kutatástörténetüket, részletes térképezésük, komplex vizsgálatuk és sokoldalú jellemzésük alapján rétegsorbeli és ösföldrajzi helyzetüket, fejlődéstörténetük meghatározó geodinamikai tényezőit.

A formációk elhatárolása, tagolása és jellemzése a felszíni térképezés, a rendszerben telepített magfúrások vizsgálata, bányabeli és laboratóriumi adatok tömeges kvantitatív kiértékelése alapján történt, különös tekintettel az időbeli és térbeli változások egzakt kimutatására és bizonyítására. A terület litosztratigráfiáját az 1. táblázat mutatja be.

1.2 Biosztratigráfia

A terület évszázados biosztratigráfiai vizsgálatának összes adatát és a munka során feltárt anyagok kiváló specialisták által történt feldolgozása során nyert makro-, mikrofaunisztikai és florisztikai adatokat a litosztratigráfia formációrendszerében mennyiségi-statisztikai módszerekkel értékeltem és ennek alapján megállapítottam, hogy

- az egyes formációk biosztratigráfiai adatok alapján jól jellemezhetők;
- a miocén során a laterális fáciesváltozások, összefogozódások jól követhetők, a nagy fáciestűrésű és perzisztens taxonok jól elkülöníthetők, így a formációk rétegtani kiértékelése csak a valóban biosztratigráfiai értékű asszociációk alapján történt (2. táblázat);
- a kollektív munkával kialakított nyolc féle biosztratigráfiai zónáció Magyarország más területeivel és a környező területekkel pontosan korrelálható;
- a gyakorlatban felhasználható kvantitatív összefüggések mutathatók ki a biosztratigráfiai és litosztratigráfiai módszerek között (2. táblázat);
- az alsó-miocén 134, a középső-miocén 592, a felső-miocén 410, csak ott megtalálható saját taxonnal jól jellemezhető. Ebből az alsó-miocénben 101 Mollusca, 33 Foraminifera,

A nógrád—cserhádi terület litosztratiográfiai táblázata
Lithostratigraphic plate of the Nógrád—Cserhát area

Group Formációcsoport	Formáció Formation	Tagozat Member	Réteg Bed	Megelőző elnevezés Synonyms
Galgavölgyi Formációcsoport	Kozárdi Formáció	—	szurdokpüspüki diatomaföld	„szarmata durvamészkö” „cerithiumos rétegek” „erviliás rétegek”
	Galgavölgyi Riolittufa Formáció	—	—	„felső riolittufa”
	Sajóvölgyi Formáció	—	—	„szarmata szárazföldi összlet”
Lajtai Formációcsoport	Szilágyi Agyagmárga Formáció	—	—	„márkházai márga”
	Rákosi Lajtamészkö Formáció	—	Szt. László rétegek	„nulliporás mészkő” „ditrupás mészkő” „lajtamészkö” „felső lajtamészkö”
	Mátrai Vulkanit Formáció	—	—	„mátrai andezit” „sztratovulkáni sorozat és fedőandezit”
	Sámsonházai Formáció	—	—	„pötzleinsdorfi homok” „pilinyi rétegek” „alsó lajtamészkö”
	Nógrádszakáli Márga Formáció	—	—	„heteroszteginás márga” „nógrádszakáli tufás márga” „torton slir”
Cserhádi Formációcsoport	Tari Dácittufa Formáció	—	—	„középső riolittufa”
	Hasznosi Andezit Formáció	—	—	„alsó andezittufa” „mogyoródi andezittufa”
	Fóti Formáció	—	litkei édesvízi mészkö	„fóti rétegek” „galgavölgyi briozoás mészkő” „praescabriusculusos rétegek”
	Garábi Slir Formáció	—	—	„zagyvavölgyi slírek” „helvét slir”
	Egyházasgergei Homokkő Formáció	Egyházasgergei Homokkő Tagozat	acsai kavics cinkotai kavics	„pectenes homokkő” „chlamyszos homokkő”
		Kazári Homokkő Tagozat	—	„oncophorás (rzechakiás
Nógrád—borsodi Formációcsoport	Salgótarjáni Barnakőszén Formáció	Kisterenyei Tagozat	vizslási homok mátranováki agyagmárga	rétegek” „cardiumos homok” „kőszéntelepes összlet és fedőrétegek” „cardiumos pala”
		Nógrádmegyeri Tagozat	—	„felső tarkaagyag”
	Gyulakeszi Riolittufa Formáció	—	—	„alsó riolittufa”
	Zagyvapálfalvai Tarkagyag Formáció	—	ipolytarnóci rétegek tordasi rétegek	„lábnyomos homokkő” „alsó tarkaagyag” „mátraszelei rétegek”
Budafoki Formációcsoport	Putnoki Slir Formáció	Illyi Agyagmárga Tagozat	—	„amussziomos slir” „burdigalai slir”
	Budafoki Homok Formáció	Ordaspusztai Homokkő Tagozat	—	„pectunkuluszos homok”
		Szorospataki Homokkő Tagozat	—	„nagypectenés rétegek”
		Berceli Homok Tagozat	—	„ostreás, anomiás homok”
Egri Formációcsoport	Becskei Formáció	—	—	„akvitáni barnakőszén- telepek”
	Egri Formáció	—	—	„molluszkás homok és agyag”
	Pétersvárai Homokkő Formáció	—	—	„glaukonitos homok” „keresztrétgzett homokkő”
	Szécsényi Slir Formáció	—	—	„katti slir”

A nógrád—cserhádi terület fáciesövek és formációk szerint összesített kvantitatív biosztratigráfiai és litosztratigráfiai alapadatai

Integrated basic quantitative biostratigraphic and lithostratigraphic data of the Nógrád—Cserhát area as grouped by facies zones and formations

	Partveszélyi kifejlődés					Medencekifejlődés		
	Budafoki Homok Formáció	Egyházasgergei H.-kő Formáció	Sámson-házai Formáció	Rákosi Lajta-mészkő Formáció	Kozárdi Formáció	Garábi Slír	Nógrád-szakáli Marga Formáció	Szilágyi Agyagmarga Formáció
Összes taxon (Mollusca + Foraminifera)	120	139	220	400	180	360	291	93
ebből Mollusca	87	98	110	338	104	86	134	51
Foraminifera	33	41	110	62	76	274	157	39
Kizárólag az adott formációban megtalálható Mollusca és Foraminifera taxonok száma	83	81	54	257	?	240	139	19
ebből Mollusca	55	79	23	252	?	61	62	14
Foraminifera	28	2	31	5	?	179	77	5
Homok %	67,5	58,2	53,9	46,2	16,4	17,8	23,0	9,2
Kavics %	7,4	1,2	3,7	8,4	2,4	—	—	—
Agyag %	5,2	0,5	23,0	7,5	76,1	23,8	42,8	74,6

a középső-miocénben 277 Mollusca, 315 Foraminifera,

a felső-miocénben 360 Mollusca, 50 Foraminifera

faj kizárólagosan fordul elő. Figyelemre méltó a puhatestűek taxonszámának folyamatos növekedése a miocén folyamán és a Foraminiferák taxonszámának dominanciája a középső-miocén idején. Az adatok pontosságát bizonyítja, hogy minden kronosztratigráfiai egységet teljes vertikális és horizontális szelvényben vizsgáltuk, így a fácieseltérések a rétegtani kiértékelést nem zavarhatják. Ezt alátámasztja a 3. táblázat, mely az alsó-, középső- és felső-miocén ciklusok peremi és nyíltvízi formációit hasonlítja össze azonos módon;

- a biosztratigráfiai adatok a munka során tömegesen nyert *K/Ar* módszerű geokronológiai adatokkal együtt ellentmondás mentesen értékelhetők és kölcsönösen kiegészítik egymást. E módszer rendszeres szelvénytípusú alkalmazásával több száz mérési adatra (Balogh Kadosa és munkatársai) támaszkodva létrehoztuk a hazai neogén geokronológiai standard szelvényét.

1.3 Kronosztratigráfia

1.3.1. A munka egyik legfontosabb eredménye, hogy a Középső-Paratethys területére kialakított regionális kronosztratigráfiai rendszer Magyarország területére megalapozottan alkalmazható.

A regionális kronosztratigráfiai rendszerbe sorolás legfontosabb indokait emelet összefog-

lásban mutatjuk be (lásd a tanulmány 53. táblázatát, szerzői hivatkozásokkal):

a) Az *eggenburgi* emelet alsó határát regionális diszkordancia, a „nagy Pectenek” megjelenése jelzi. Felső határa a Gyulakeszi Riolitufa Formáció bázisa. Fejlődéstörténetére fél földtani nagyciklus jellemző.

Az N 5 (Blow) zóna a teljes tengeri időtartamra kiterjed (Budafoki Homok Formáció, Putnoki Slír Formáció). Az *eggenburgi* végén szubtrópusi flóra és a Proboscidea-félék (MN 3b zóna) jelennek meg. Az alsó *eggenburgi* tengeri és felső-*eggenburgi* szárazföldi kifejlődés részben heteropikus voltát a makrofaunával jellemzett delta fáciesű Tordasi Rétegek bizonyítja. Vitatható kérdés a Pétervásárai Homokkő és a Budafoki Homok Formáció glaukonitos homokkő kifejlődése esetén az alsó határ megvonása. Mindkét formáció az NN 3 nanno-zóna elemeit tartalmazza.

Az *ottnangi* emelet idejéhez való átmenetet és a rokonsági kapcsolatot a folytatódó üledékciklus az áthúzódó *Platanus neptuni*—*Palaeocarya orsbergensis*—*Laurophyllum*—*Calamus noszkyi* flórazóna bizonyítja.

b) az *ottnangi* emelet alsó határát a $19,6 \pm 1,4$ millió év előtti epizodikus riolitufa szórás eseményeivel jelöljük ki, konvencionális alapon (Bratislava, 1975). Ez — elterjedési területein belül — kitűnő időjelző a rétegtani kérdések megítéléséhez. Felső határát a paleotrópusi elemek egy részének (pl. *Platanus neptuni*) és a Proboscidea-féléknek a kihalása, illetve a következő transzgresszió által okozott diszkordancia jelzi.

Fejlődéstörténetére az alsó-miocén földtani nagyciklusnak a felső-*eggenburgi* idején meg-

A nógrád—cserhádi terület tengeri miocénjének event-sztratigráfiai kvantitatív alapadatai
Basic quantitative, event stratigraphic data of the marine Miocene of the Nógrád—Cserhát area

Kronosztratigráfiai egység	Biosztratigráfiai adatok	Partszegélyi kifejlődés (littoral) I.	Nyíltvízi kifejlődés (open marine) II.	Üledékképződés intenzitása			
				vastagság (m) átlagos képződmény-			összesített átlagos képződmény-vastagság (m) (közvetl. traktórt is beleszámítva) (2)
				kavics pebble	homok sand	agyag clay	
Alsó-miocén (eggenburgi-ottnangi)- I. Budafoki Homok Formáció Zagyvapálfalvai Formáció	kizárólag az adott fáciesövben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma	99	?				
				2,81	2,53	2,02	2,53
II. Nem vizsgált	ebből Mollusca	70	?				
Középső-miocén (kárpáti alsó-bádeni)	Foraminifera	29	?				
I. Egyházasgergei Homokkő Formáció Fóti Formáció Sámsonházai Formáció	kizárólag az adott fáciesövben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma	194	379				
				3,49	4,65	4,22	4,83
II. Garábi Slír Formáció Nógrádszalkai Márga Formáció	ebből Mollusca	152	123				
	Foraminifera	42	256				
Felső-miocén (felső-bádeni szarmata (pannoniai))	kizárólag az adott fáciesövben megtalálható Mollusca + Foraminifera taxonok száma	257	19				
				2,02	2,82	3,62	3,27
I. Rákosi Lajtmészakó Formáció Kozárdi Formáció	ebből Mollusca	252	14				
	Foraminifera	5	4				

kezdődött második félciklusú jellemző. (Feltöltődés—elmocsarasodás barnakőszén-képződéssel, a ciklus végén felsősvízi Cardiumfélék dominanciájával).

A fáciesviszonyok miatt a területen nanno-plankton- és foraminifera-zónák nem mutathatók ki. A Salgótarjáni Barnakőszén Formáció felső részén található ingressziók nyomai azonban távkorrelációt tesznek lehetővé a formáció borsodi, sajátölgyi részén kimutatott NN 3 és CPN 4 zónákkal.

c) A kárpáti emelet alsó határát regionális diszkordancia, az új üledékciklus bázisképződményei: a Chlamys-félék és a tengeri gerincek (23 taxon) tömeges megjelenése, valamint a Rzehakia-félék és a Helicosphaera ampliata (NN 4 zóna) együttes megjelenése jelöli ki. Felső határa regionálisan kimutatható interciklikus epizodikus vulkáni működés befejeztével húzható meg. (Tari Dácittufa Formáció: $16,4 \pm 0,8$ millió év). Ennek hiányában a Fóti Formáció teljes feltöltődést bizonyító szárazföldi képződmények bázisán vonható meg a határ. Nyílttengeri, folyamatos üledékképződés esetén a felső határ kijelölésének lehetőségeit a d) pont tartalmazza.

A kárpáti emelet fejlődéstörténetére egy teljes földtani nagyciklus jellemző, a transzgreszió kezdetével — maximális tengerelöntéssel — majdnem teljes feltöltődéssel és ciklusvégi

kiemelkedéssel — vulkanizmussal. A ciklusnak csak alsó kétharmada sztratifikálható pontosan az NN 4, N 7 és CPN 5 zónák alapján. Figyelemre méltó a ciklus végén a Fóti Formációban a Briozoák dominanciája (16 taxon) és az első, részben szubmarin andezit-vulkanizmus (bár csak lokális) rétegtani jelentősége ($17,3 \pm 1,2$ millió év).

d) az alsó-bádeni alemelet idején a terület egy részén üledékhány mutatható ki a kárpáti végi kiemelkedés miatt. Nyíltvízi, folyamatos üledékképződés esetén alsó határa a Heterostegina costata, H. simplex, Orbulina bilobata, O. suturalis, továbbá 1 Globigerina, 5 Globigerinoides, 1 Globoquadrina új taxon, és néhány benthosz Foraminifera megjelenésével vonható meg.

Az időszakot egy transzgreszióval megújuló és kiemelkedésig fejlődő fél földtani nagyciklus jellemzi, bár felfogható e szakasz az előző földtani nagyciklus regresszív ágának is. Az ide sorolt formációk korát a biztosan kimutatható NN 5 nanno- és N 9, CPN 7—8 foraminifera-zónák bizonyítják.

e) A középső-bádeni alemelet idejét gyakorlatilag teljesen kitölti az andezit-vulkanizmus. Alsó és felső határának megvonása litológiai alapon történik. Rétegtani besorolása az NN 5 nannozónával való összefogazódása, számos K/Ar módszerű radiometrikus kormeghatározás

($14.50 \pm 0,4$ millió év) és fekü—fedőképződményei alapján történt. Távkorrelációja rendkívül nehéz, mivel a neogén történetének lemeztectonikai, orográfiai szempontból ez a legforradalmibb időszaka. A kárpáti régió belül, a vulkáni tevékenység zónájától Ny-ra félsósvízi—paralikus—mocsári barnaköszén-formációk, K-re hipersalin—lagunáris evaporitok neheztik a biosztratigráfiai alapú korrelációt. Ez utóbbiakkal megegyező kifejlődésű nyomokat a Szirák 2. sz. fúrás (1981) e területen is feltárt, az andezit fedőjében.

f) A felső-bádeni alemelet rétegtani kiértékelését a gyakori új elemek és események könnyítik meg. Alsó határát az üledékes képződmények megjelenése, regionális diszkordancia, bázisképződmények jelzik. Az élővilágban a Coniferae pollenek, a *P. leythianus*—*P. aduncus* Pectinidae zóna és legfőképpen a kaspi—brakk puhatestű fauna megjelenése (*Modiolus*, *Musculus*, *Ervilia*, *Cerithium* taxonok) jelzi a rendkívüli változásokat.

A felső-bádeni emelet a pannóniai végéig húzódó III. miocén földtani nagyciklus transzgresszív félciklusa. Felső határát peremi kifejlődésben a szárazföldi szarmata képződmények megjelenésével, medencekifejlődésben a nanoplankton és a plankton Foraminiferák kimaradásánál, illetve a kaspi—brakk Mollusca- és Foraminifera-együttesek teljes uralomra jutásánál vonjuk meg.

g) A szarmata emelet alsó határa az f) pontban foglaltak szerint, felső határa a Foraminiferák döntő hányadának kihalásával, illetve a jellegzetes pannóniai faunák megjelenésével vonható meg.

Fejlődéstörténete a III. miocén földtani nagyciklus transzgressziós ágának ismétlődő középciklusával jellemezhető. A transzgressziókkal egyidejű háttéremelkedés következtében a szárazföldi és tengeri formációk többszörösen összefogazódnak. Ez lehetővé teszi előbbieket rétegtani besorolását is. A bizonyos nehézségekkel kimutatható N 13—14, CPN 10 zónák mellett a harmadik riolitufaszórás radimetrikus kora (Galgavölgyi Riolituffa Formáció, $13,7 \pm 0,8$ millió év) és makroflóra-vizsgálatok alapján a bujádi flóra (Kozárdi Formáció) alapján számított 13,3 millió év (Kordosné Szakály M. 1984) szolgáltatott a szarmata rétegtani besorolásához további adatokat.

1.3.2 A kronosztratigráfiai revízió során a sztratigráfiai adatok, a fejlődéstörténet geodinamikai, ösföldrajzi rekonstrukciója alapján a következő eredményre jutottam:

a) 24—5,5 millió év közötti időt kitöltő miocén három szuperetázsra tagolható: alsó-miocén, középső-miocén és felső-miocén.

b) A többféle értelmezésben már forgalomban levő alsó—középső—felső-miocén fogalom revíziója és újrafogalmazása időszerű és indokolt.

c) A Középső-Paratethys regionális rétegtani nevezéktana alapján az alsó-miocén időtartama az eggenburgi—ottnangi; a középső-miocén időtartama a kárpáti—alsó-bádeni—középső-báde-

ni, a felső-miocén időtartama a felső-bádeni—szarmata—pannóniai idejére terjed ki.

d) Az alsó-miocén új szuperetázs számára az *atlanti*, a közép-miocén új szuperetázs számára a *mediterrán*, a felső-miocén új szuperetázs számára a *kaspi* elnevezést javaslom.

A szuperetázsok elnevezésével az adott idő tényleges ösföldrajzi—faunarokonsági kapcsolatait is érzékeltetni kívánom.

Javaslatomat fentiekben túl tudománytörténeti okok is indokolják, geodinamikai (lemeztektonikai, ciklusvizsgálati, szedimentológiai, vulkanológiai), paleoklimatológiai, öskörnyezeti, paleobiogeográfiai és ösföldrajzi adatok is alátámasztják.

2. GEODINAMIKA ÉS SZERKEZETFÖLDTAN

2.1. E kérdéskör legfőbb eredménye, hogy a nógrád—cserháti terület vizsgálata alapján (ennek eredményeit egyre táguló körökben extrapolálva) sikerült megállapítanom: az ausztriai orogén ciklus folyamán nagyságrendileg mai helyükre került kéregrészetek mobilis érintkezési zónái felett alakultak ki a miocén postorogén üledékgyűjtők tengelyei (Hámor G. 1984, *Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae* 27/1—2.). A miocén fejlődéstörténetét, fáciesviszonyait, ösföldrajzi kapcsolatait, magmatizmusát e lemezek pulzáló mozgása determinálja.

2.2. Az oligocén végén és a miocén során a szávai, a stájer, a lajtai orogén ciklusok, valamint azok több kompresszív és dilatatív fázisa mutatható ki. Ezek pontos kezdete, időtartama, lecsengése üledékföldtani, vulkanológiai, geokronológiai és sztratigráfiai módszerekkel bizonyítható; ösföldrajzi képe rekonstruálható. Szerepük meghatározó a miocén háromosztásában. Az orogén ciklusok jól korrelálhatók a kontinensméretű lemezmozgásokkal, a globális méretű paleobiogeográfiai változásokkal.

2.3. Az egyes orogén ciklusokhoz tartozó szerkezeti formák elkülöníthetők, térképezhetők. Az idős elemek akkor is kimutathatók, ha későbbi orogén ciklus(ok) során nem újultak fel. Külön tanulmányozva e szerkezeti elemek fáciesmeghatározó szerepét megállapítottam, hogy az eltemetett törésvonalak a felettük lejátszódó gyors laterális fáciesváltozások, összefogazódások, fáciesanomáliák alapján kimutathatók. Az ilyen — indirekt, vagy direkt felújulás több emelet időegységében tovább élő szerkezeti vonalak az elsőrendű jelentőségűek a nyersanyagképződés és a mai szerkezeti kép szempontjából.

2.4. A szávai orogén ÉNy—DK, a stájer orogén ÉK—DNy, a lajtai orogén ismét ÉNy—DK-i irányú szerkezeti elemek dominanciájával jellemezhető. A kapcsolódó vulkáni tevékenység topográfiáját is e rendszerek határozzák meg. A terület tektonikai képére a felújulásos, töréses rögszerkezet a jellemző (ún. „kreuzsprungszone”).

2.5. A terület fontosabb ÉNy—DK-i irányú szerkezeti elemei a Galga-vonal, a sóshartyán—szentkúti törésvonal, a Karancs-vonal és az ÉK—DNy irányú bér—cserhátaljai, pásztó—hasznosi törések. A közbezárt szerkezeti egységek a Pesti tábla, Galga-árok, béri pikkely, Etesi-árok, illetve a Zagyva hátság, Zagyva-árok és a cserhátaljai depresszió. A Zagyva-árok kárpáti körü, a cserhátaljai depresszió az oligocén és felső-miocén idején kialakult valódi medenceszerkezet.

3. ÜLEDÉKFÖLDTAN

A tanulmány az üledékföldtani jelenségek pontos megfigyelésén és dokumentálásán túl azok mennyiségi értékelését, időbeli és térbeli értelmezését is célul tűzte ki. Ennek eredményei vázlatosan a következők:

3.1 Az üledékanyag tömegarányainak változása időben jól jellemezhető mennyiségi módszerekkel.

3.2. A ciklusvizsgálatok célja a földtani fejlődéstörténet geodinamikai rekonstrukciója volt. Az üledéksorok alapvető alkotóelemei a transzgresszív vagy regresszív jellegű kisciklusok. Ezek egymáshoz viszonyított arányainak időbeli változása, gyakorisága (darabszáma) vastagság-változásai alapján középciklusok alakíthatók ki, melyek már (főleg szintén mennyiségi) biosztratigráfiai módszerekkel is jellemez-

hetők. Azonos módon rekonstruálhatók a középciklusok elemzése alapján a földtani nagyciklusok, melyek lefutását a geodinamikai tényezők determinálják (lásd a tanulmány III—VI. mellékleteit).

A földtani nagyciklusok és az orogén ciklusok időbeli összefüggéseit a tanulmány részletesen tárgyalja. Legfontosabb eredményként a két alsó-miocén (eggenburgi és ottanangi) földtani nagyciklus bizonyítását, a kárpáti nagyciklus kezdetének pontosítását, („oncophorás rétegek”) a kárpáti nagyciklus regresszív szárnyának kimutatását (Fóti Formáció), az egységes és teljes felső-miocén nagyciklus fogalmának felállítását (felső-bádeni—szarmata—panóniai), a három riolitufa-szint ciklusbeli helyzetének rögzítését és a ciklus korreláció módszerét emelem ki.

3.3. Az egyéb fontos üledékföldtani jelenségek, (turbiditek, laminitképződés, iszaposodás, bioturbáció) az üledékanyag és a faunaasszociációk mennyiségi kiértékelése további adatokat szolgáltatott az egyes üledékciklusok tagolásához és értelmezéséhez.

3.4. Az üledékképződés időbeli változásával kapcsolatban az alábbi új törvényszerűségeket állapítottam meg (lásd a tanulmány VII. és IX. mellékletét):

Az orogén ciklusok erősségének függvényében változik a földtani nagyciklusok kifejlődési vastagsága, a középciklusok átlagos képződésmennyiségének vastagsága, közetösszetétele. Például:

Ciklus	Vastagság (m)	Középciklusok átlagos vastagsága (m)	Átlagos képződésm. vastags. (m)	Pszammit % medence-kifejlődésben
Szávai orogén	1060	120,0	3,0	34,0
Stájer orogén	980	92,5	4,8	76,0
Lajtai orogén	700	40,6	3,3	56,7

Az egyes földtani nagycikluson belül a ciklus elején és végén legnagyobb a pszammit %-os mennyisége. A ciklus inflexiós pontja körül legnagyobb a középciklusok átlagos vastagsága, az átlagos képződésmennyiség vastagsága, a pelit %-os mennyisége, a makro- és mikrofauna taxon-száma, a speciális üledékjellegek gyakorisága. A ciklus inflexiós pontja körül legkisebb a pszammit %-os mennyisége.

3.5. Az üledékképződés sebessége a nógrád—cserhádi területen a szávai orogénciklus idején 2,4 cm/100 év; stájer orogén ciklus idején 2,2 cm/100 év; a lajtai orogén ciklus idején pedig >3,0 cm/100 év.

3.6. Az üledékképződés térbeli változására vonatkozóan bizonyított új törvényszerűségek a következők (lásd a tanulmány VIII. és X. mellékletét):

— a formációvastagság, középciklusok vastagsága az aljzat mobilitásának, morfológiájának függvénye, nem a parttávolságé. A középciklusok vastagsági maximumai gördülő

mozgással térben elmozdulnak a transzgresszió irányában (Walter-féle fácies-törvény kvantitatív bizonyítása; lásd a tanulmány 74. ábráját).

— a peremtől a medence irányában folyamatosan növekszik:

— az átlagos képződésmennyiség vastagsága (transzgresszív rétegsorok esetében, mert az aljzat süllyed),

— regresszív kisciklusok darabszáma,

— a regresszív kisciklusok vastagsága,

— a kavicsbetelepülések gyakorisága (turbiditjelenség),

— az agyagtartalom %-a,

— a peremtől a medence irányában folyamatosan csökken:

— az átlagos képződésmennyiség vastagsága (regresszív rétegsorok esetében, mert a hátér emelkedik),

— a transzgresszív és regresszív kisciklusok együttes darabszáma,

— a transzgresszív kisciklusok vastagsága,

— a pszammit %-os mennyisége,

- a makrofauna taxonszáma,
- a Foraminiferák taxonszáma,
- az aljzat morfológiájának (áramlásviszonyok) függvényében *változik*:
- a homok—kőzetliszt-arány,
- a karbonáttartalom,

- a specifikus üledékjellegek gyakorisága,
 - a specifikus ősmaradványok gyakorisága.
- A ciklusvizsgálatok térbeli kiértékelése a nógrád—cserhádi területen pl. a kárpáti földtani nagyciklus esetében a következő eredményeket adta:

Fáciesöv	Transzgresszív kisciklusok		Regressív kisciklusok		Intenzitási index
	átlagos vastags. (m)	db száma	átlagos vastags. (m)	db száma	
nyíltvízi	46,6	23	39,8	6	1,17
partközeli	47,2	29	31,0	15	1,52
parti	59,0	29	30,5	14	1,93

4. FÁCIÉS ÉS ÖSFÖLDRAJZ

4.1. A mennyiségi üledékföldtani elemzés egzakta adatokat szolgáltat az egyes fáciesövek komplex jellemzéséhez. Az egyes kőzettestekre (formációkra, középciklusokra stb.) numerikus értékek számíthatók ki, amelyek egy adott fáciesövre jellemzőek. Az *intenzitási index* (mely a transzgresszív kisciklusok területi átlagvastagságának és a regresszív kisciklusok területi átlagvastagságának hányadosa) az adott kőzettest földtani nagyciklusban elfoglalt helyét; a *parttávolsági mutató* (mely az adott kőzettest teljes vastagságának és átlagos képződményvastagságának hányadosa) pedig a fácies-zonációban elfoglalt helyét jelöli ki. A mutatók transzgresszív és regresszív rétegsorok esetében fordított számszerű értékkel jelennek meg.

4.2. A kvantitatív módszer következetes alkalmazásával a formációk térben lehatárolhatók; összefogazódásaik, a heteropikus fáciesek, pontosan meghatározhatók. Egyes üledékjellegek statisztikus gyakorisági, térbeli eloszlása (iszapmozgás, bioeventek stb.) az aljzat paleomorfológiai viszonyait tükrözi.

Fontos eleme a módszernek a lito-, bio-, geofácies-szelvények egyenértékű kvantitatív adatok alapján történő és egységes szemléletű kiértékelése (lásd a tanulmány II., IV—VI. mellékleteit és a 70—73., 75—76. ábráit).

4.3. A fácieskiértékelés alapján alapvetően új szemléletű és módszerű *komplex ösföldrajzi térképek* szerkeszthetők (lásd a tanulmány 77—78., 81—86. ábráit).

A nógrád—cserhádi terület és Észak-Magyarország kronosztratigráfiai egységeként kidolgozott ösföldrajzi térképei a teljes laterális fáciessorok kimutatása alapján készültek. Csekély extrapolálással mutatják be a partvonalak helyzetét, a fáciesöveket, az üledékgyűjtők szerkezeti determinációját és az ösföldrajzi viszonyok időbeli változását. Az ily módon kialakult kép ösföldrajzi távkorrelációt tesz lehetővé.

4.4. A nógrád—cserhádi területen az alsó-miocén idején az üledékgyűjtő ÉNy—DK orientációjú, DK-i irányból érkező két transzgresszióval. Az eggenburgi üledékgyűjtő terület a Zagyva hátság ÉNy-i peremén, az Etesi-árokban

és az Ózd—egercsehi-árokban helyezkedett el. Az ottnangi idején üledékképződés csak az utóbbi két területen történt.

A középső-miocén két transzgressziója ÉK—DNY orientációjú szerkezetben (Zagyva-árok, Ózd—egercsehi-árok) zajlik le DNY felől. Az Etesi-árkon keresztül ÉNy felé kapcsolat létezik a kisalföldi—ipolyvölgyi üledékgyűjtővel.

A felső-miocén tenger ismét ÉNy—DK-i rendszerbe DK felől nyomul be. Az üledékgyűjtő a kiemelt É-i Cserhát D-i pereme és a Mát-ra között a kiszélesedett Zagyva-árokban helyezkedik el, melynek ÉNy felé zárt öble az Etesi-árok Nógrádszakálig. A szarmata idején ez utóbbi megszűnik.

4.5. Az ösföldrajzi rekonstrukció fontos eredménye a kutatási területen belül a felső-bádeni—szarmata lagunakifejlődés kimutatása, evaporitnyomokkal. Ez nagymértékben hozzájárult a Kárpát-medence középső—felső-bádeni idő ösföldrajzi kiértékeléséhez. A dunántúli barnakőszénformációk, az erdélyi, kárpátaljai sóformációk, a közöttük levő terület átmeneti lagunakifejlődése és ez utóbbi zóna aktív vulkáni tevékenysége egyidejűnek bizonyult.

5. MÓDSZERTANI EREDMÉNYEK

A munka során a földtani felvétel módszertana a hálózatszerű légifénykép-kiértékeléssel (CZAKÓ T. — HÁMOR G. 1971) és az egyidejű technológiai kétfázisú vizsgálatok rendszerével; a kamerális munka a litosztratigráfiai rendszer területi bevezetésével, a mennyiségi üledékföldtani kiértékelés és az erre alapozott faciológiai—ösföldrajzi interpretáció módszerével gazdagodott. Utóbbi eredményt már az IUGS „Közép- és Kelet-Európa neogén paleogeográfiai térképsorozata” c. fejlesztési programjában nemzetközi szinten is felhasználtuk.

A rétegtan területén ipari kutatásoknál is kitűnően hasznosítható, egyszerűen alkalmazható kvantitatív sztratigráfiai rendszert alakítottam ki. Ez kiegészült a munka során a tömeges K/Ar módszerű geokronológiai vizsgálatokkal (BALOGH KADOSA és munkatársai); megkezdjük (nemzetközi együttműködéssel) a hazai miocén magnetosztratigráfiai skála kialakítását

(HÁMOR — JÁMBOR — LANTOS — RÓNAI — ELSTON, 1985). A regionális neogén rétegtani skála revízióját a háromosztatú miocén új szuperetázsainak értelmezésére és nevezéktanára vonatkozó javaslattal mozdítottuk elő [alsó-miocén: *atlanti*, középső-miocén: *mediterrán*, felső-miocén: *kaspi* (HÁMORI G. 1985)].

A Magyar Tudományos Akadémia Tudományos Minősítő Bizottsága 1987. október 28-ai ülésén nyilvánította a földtudomány doktorává.

1988. április 14-én védte meg NÉMEDI VARGA ZOLTÁN, a Nehézipari Műszaki Egyetem Földtan-Teleptani Tanszékének docense A mecseki liász feketeköszén-terület szerkezet-alakulásának földtani-kutatási és bányászati vonatkozásai c. doktori értekezését.

Az értekezés opponensei:

Somosvári Zsolt, a műszaki tudomány doktora,

Szederkényi Tibor, a földtudomány doktora,

Végh Sándorné, a földtudomány doktora

birálóbizottságának tagjai:

elnök: FÜLÖP JÓZSEF, az MTA rendes tagja
titkár: VETŐ ISTVÁN, a földtudomány kandidátusa

tagok: JASKÓ SÁNDOR, a földtudományok doktora

BARABÁS ANDOR, a földtudomány kandidátusa

KÖRÖSSY LÁSZLÓ, a földtudomány kandidátusa

NAGY ELEMÉR, a földtudomány kandidátusa

TAMÁSY ISTVÁN, a műszaki tudomány kandidátusa

A mecseki feketeköszén-területen mintegy évszázadon át felszíni és táró kutatás, ill. -bányászkodás folyt, s csak a múlt század második felében telepítettek aknákat.

A fúrásos kutatás a századfordulón indult. 1945 előtt a fúrásos kutatás tulajdonosi és vállalkozói érdekektől (egyéni, részvénytársaság, állami) függött és a kutatások javaslattevői egy vagy több alkalomra, esetleg hosszabb időszakra felkért földtani és bányászati szakértők voltak.

Az általában egyedi fúrásokkal végzett köszénkutatások részben a működő bányaterületek kiszélesítését, részben az új területek feltárását szolgálták, több-kevesebb eredménnyel.

A felszabadulás után több intézmény és vállalat számos szakembere vett részt a kiszélesített fúrásos köszénkutatás megvalósításában. Bár a működő bányák területeihez kapcsolódóan új jelentős területek megkutatására került sor (Pécsett, Komlón, Hosszúhetényben), a legjelentősebb kutatási eredmények csak az 1970-es években születtek (Máza-Dél—Váralja-Dél).

A magyarázat a Mecsek hegység bonyolult szerkezeti viszonyaiban keresendő. Az elvégzett földtani térképezések, felszíni geofizikai mérések és az új fúrási adatok segítségével ártértékelt korábbi kutatásokról kiderült ugyanis, hogy legtöbb esetben az eredménytelenséget a terület szerkezeti viszonyainak nem elégséges ismerete okozta. Ezért az 1960-as évektől célkitűzésem volt a Mecsek hegység és környezete szerkezetalakulásának, ill. a szerkezetalakulásban mutatkozó szabályszerűségeknek a részletes megismerése. Erre alkalom nyílt a különböző köszénkutatási tervek és összefoglaló földtani kutatási jelentések (Béta-Észak; Zobák; Pécsbánya-Dél—Pécsszabolcs-Dél; Máza-Dél—Váralja-Dél) elkészítésében való közreműködés, ill. irányítás során.

Ennek kapcsán részletesen foglalkoztam az egyes kutatási és bányaterületek (pécsi; hosszúhetényi; komlói; észak-mecseki; Máza-Dél—Váralja-Dél-i stb.) földtani és szerkezeti viszonyaival, valamint e területek kapcsolatával, majd mindezeket kiterjesztettem a Keleti-Mecsekre és környezetére.

Eredményeimet már a kutatások idején hasznosítottam, így egy fokozatosan növekvő ismereteket gyűjtő és feldolgozó folyamatról adhatok számot.

A két évszázados múltra visszatekintő mecseki köszénbányászat már a múlt században szemben találta magát az itteni bányászkodást megnehezítő egyik legfontosabb tényezővel, a gázkitörésveszéllyel.

A pécsi területen az első gázkitörés (1894) óta több mint 500 szén- és gázkitöréses jelenség játszódott le. Szászváron 1902-ben zajlott le az első gázkitörés és sújtólégrobbanás, melyet 1979-ig további 14 gázkitöréses jelenség követett. Ezzel szemben a komlói területen csak 1964-től jelentkeztek hasonló jelenségek s 1984-ig 40 spontán vagy provokált gázkitörés, ill. gázkitöréses jelenség zajlott le.

A gázkitörésveszély elleni küzdelem a legutóbbi időkig elsősorban a gázkitörés megelőzése, ill. előfordulásának minimálisra csökkentése érdekében folyt.

A védőtelepes fejtési móddal, gázlecsapolással, provokációs robbantással, előzetes anyagkivétellel, valamint a geofizikai vizsgálatokkal ma már a biztonságos feltárás és fejtés gyakorlatilag megoldottnak tekinthető.

A továbbra is bonyolult szerkezeti viszonyok között, de fokozatosan nagyobb mélységek felé haladó bányaműveletek tervezésénél és végrehajtásánál az eddigieknél még nagyobb szükség van a gázkitörés-veszélyesség kialakulásának tanulmányozására, ill. a veszély előrejelzésére.

Az elmúlt évtizedekben elvégzett köszénminősítő vizsgálatok, bányászati, ill. földtani-teleptani-szerkezeti megfigyelések alapján a köszéntelepek gázkitörés-veszélyességének kialakulásában szerepet játszó legfontosabb tényezők meghatározhatók.

Munkámban összefoglaltam azokat a földtani-teleptani-szerkezeti vizsgálatokat és megfigyeléseket, amelyek a gázkitörés-veszélyesség föld-

tani alapjainak tekinthetők. Áttekintettem a kőszéntelemek szénülési szabályszerűségével kapcsolatos korábbi eredményeket és újakat mutattam ki. Részletesen vizsgáltam a kéreg-szerkezeti mozgások és a magmás kőzetek szerepét a feketekőszén-telepek gázkitörés-veszélyességének kialakulásában. Kerestem azokat az okokat, amelyekkel a pécsi és a komlói terület között a gázkitörésben mutatkozó különbségek magyarázhatók.

Mindezek során alapvetően támaszkodtam a bányászati megfigyelésekre, s figyelembe vettem a gázkitörésre vonatkozó hazai és külföldi irodalmat is.

Tudományos eredmények a gyakorlatban

Az eredmények gyakorlati hasznosítását a rückeri kutatások és a Máza-Dél—Váralja-Dél-i terület eredményes kutatása igazolta. A továbbiakban a földtani-szerkezeti modell alkalmazásával — többek között — eredményes kutatások várhatók a Rücker—Vasas-Dél-i, Komló-Nyugat-i és az ófalui területen.

TÉZISEK

Az új tudományos eredmények összefoglalása

1. A Mecsek hegység és környezete szerkezet-alakulása terén:

1.1. Kimutattam, hogy a két hosszú epirogén mozgásokkal jellemzett üledékképződési időszak és a közrefogott egyetlen, rövid orogén mozzanat alatt létrejött kéregszerkezeti formával — az aszimmetrikus ékszerkezettel — nemcsak a komlói É-i feltolódás és D-i fővető együttese ill. az északi pikkely keletkezése magyarázható, hanem az a hegységben és környezetében mind az ausztriai, mind a pannóniai (rhodáni, kelet-kaukázusi) tektonikai igénybevétellel kapcsolatban is kimutatható (Máza-Dél—Váralja-Dél; Hosszúhetény; Mecsek-vonal; Kapos-vonal; máriakérménd—bárvonulat stb.).

Az aszimmetrikus szerkezetalakulás szabályszerűségének ismeretében a Villányi-hegység pikkelyes szerkezetalakulása a pannóniai tektonogén mozgásokhoz kapcsolható, melyet a földtani adatok is valószínűsítene.

1.2. Kimutattam, hogy a Keleti-Mecsekben Komló és Váralja között egy ÉK—DNy-i lefutású, 1,5—2,0 km széles, s a felszínen kb. 7 km hosszúságban követhető szerkezeti pászta húzódik. A bonyolult gyűrődésekkel, kompresszív és diszjunktív törésekkel, aszimmetrikus szerkezetalakulással jellemezhető pászta egyrészt a kréta időszak tektonogén mozgások képviselője, másrészt a komlói és a Máza-Dél-i terület szerkezeti kapcsolatának bizonyítéka.

1.3. Kimutattam, hogy a Keleti-Mecsek központi területe a közelítően KÉK—NyDNy-i tengelyű centroklinális (Kisújványi-medence) a kréta időszi ÉK—DNy-i gyűrődéses vonulatra szuperponálódott szerkezet, mely a pannóniai tektonogén mozgások során alakult ki.

A Bouguer- és a mágneses anomáliák iránygyakorisági diagramjain mindkét irány kimutatható, a fiatalabb uralkodásával. A maradék anomália csa kaz új irányt tükrözi, míg völgyirány-gyakoriság mindkettőtől eltér (30° — 210°), jó egyezést mutat a LANDSAT—1 műhold felvételeinek (1973. XI. 18.) értékelésével.

A kőszénterületeken (Komló, Hosszúhetény) kimutatható volt, hogy az É—D-i erőhatásra a Keleti-Mecsek központi tömege — a Kisújványi-medence — elsősorban töréssel reagált, s a feszültségek K—Ny-i (KÉK—NyDNy-i) csapású, D-re DDK-re irányuló feltolódások (rátolódások) és közelítően É—D-i (ÉÉNy—DDK-i) csapású oldali eltolódások vetők keletkezésében oldódtak fel. Természetesen közben enyhe gyűrőhatás is érvényesült.

1.4. Több régebbi véleményel ellentétben bizonyítottam, hogy a Nyugati- és Keleti-Mecsek tömegét összekapcsoló, ÉNy—DK-i csapású, kb. 10 km széles szerkezeti pásztában az alpi orogén ciklus alatt lényeges harántelmozdulások nem voltak. A Nyugati- és Keleti-Mecsek ilyen kapcsolata a pannóniai tektonikai igénybevételből következik, s kapcsolatban van a Keleti-Mecsek szuperponálódott szerkezetének kialakulásával.

1.5. A pannóniai tektonikai igénybevétel mechanizmusával bizonyítottam, hogy a Mecsek-vonalban (Mecsek-alja-vonal) a kétségtelen feltolódások mellett jelentős, valószínűleg 10 km nagyságú DNy-i irányú horizontális elcsúszás is végbemehetett. Ezért a Mecsek-vonal egy szinisztrális transzkurrens szerkezeti vonalnak fogható fel, s jelentős szerepet játszott a Keleti-Mecsek szuperponálódott szerkezetének kialakulásában is.

1.6. Kimutattam a Kapos-vonalat, melyet a következők bizonyítanak:

- közvetlenül vagy közvetve a dombóvári (D—1, D—2 és D—5), a kurdi (K—1; K—2 és K—3), a tengelici (T—1, T—2) fúrások és a Páhi Ny—1 fúrás adatai és a medence-aljzat mélységviszonyai,
- a gravitációs és a mágneses anomáliák helyzete és lefutása,
- a felső-pannóniai, ill. holocén-pleisztocén üledékek vastagsága és elterjedése,
- a tözegelőfordulások,
- a völgyek és vízfolyások irányítottasága,
- a negyedkori kéregmozgások mértéke,
- a földrengés-gyakoriság,
- a geotermikus anomália,
- a LANDSAT műhold 1973. XI. 18-i felvételeinek és a Szaljut űrhajó 1979. V. 21-i felvételeinek az értékelése, ill. Magyarország kozmofotó-mozaik térképe (kb. 1:500 000, 1980),

2. A mecseki feketeköszén-telepek gázkitörés-veszélyességének kialakulása terén:

2.1. Megállapítottam, hogy a mecseki köszén-telepek gázkitörés-veszélyessége a következő földtani folyamatok elemzése alapján határozható meg:

- a Mecseki Feketeköszén Formáció keletkezéseinek ösföldrajzi környezete,
- a köszéntelepek szénülési viszonyai,
- az időben és intenzitásban eltérő tektonogén mozgások hatására létrejött szerkezeti helyzet,
- a magmás kőzetlegrék gyakorisága és benyomulási viszonyai.

Bizonyítottam, hogy a köszéntelepek szénülésében a rétegerhelési nyomás és a hozzátartozó hőmérséklet mellett az orogén mozgások oldalirányú kompressziós hatásával is számolni kell, s ezzel állást foglaltam a szinorogén jellegű szénülés mellett. A szinorogén jellegű szénülést bizonyítja az a tény is, hogy a szénülési izovonalak a telepődésekkel szöget zárnak be.

Az illótartalom és a mélység korrelációs vizsgálatával kimutattam, hogy a Hilt-féle szabály a mecseki területen nem, vagy csak korlátozottan érvényesül.

A Keleti-Mecsek területén kimutattam a szénülés ÉK—DNy-i irányú szimmetriatengelyét, mely azt jelenti, hogy a tengelytől ÉNy, ill. DK felé haladva a szénülésfok nő. A tengely két oldalán a palynológiai megfigyelésekre alapozva kijelöltem a „spóra-pollen hiány” vonalait, majd azok mellett a „második szénülési ugrás” vonalait. Ez utóbbiak együttesen a mecseki feketeköszén-területet — elsődleges szénülési viszonyok alapján — egy középső, kevésbé gázkitörés-veszélyes és ennek két oldalán erősebben gázkitörés-veszélyes pásztákra osztják.

A köszéntelepek szénülésében mutatkozó helyi anomáliákat a kompetens és inkompetens rétegekből álló köszéntelepes összletet ért gyűrődéses igénybevétel során lezajlott folyamatoknak tulajdonítom.

2.2. Kimutattam és példákkal alátámasztottam, hogy a mecseki alsó-liász köszéntelepek gázkitörés-veszélyességének kialakulását létrehozó egyik alapvető tényező a szerkezetalakulás.

A gyűrvetört szerkezetű köszénösszleten belül a vékonyabb telepekre a párhuzamos és a hasonló, míg a vastagabb telepekre a hasonló és a diszharmonikus redőződés jellemző, olykor teljes elvékonyodás, kihengerlődés is bekövetkezhet.

A gyűrődéses és töréses alakváltozás határán keletkező közethasadozottság (klivázs), majd az igénybevétel további szakaszában kialakuló litoklázis (kőzetrés-) rendszer vezeti be a kisebb-nagyobb kompressziós (fel- és rátolódás), dilatációs (vetők) ill. oldali eltolódásos szerkezeti elemek képződését. Ezek a gázmigráció kedvező felületei.

Az elsődleges telepvastagság-változások (elvékonyodás, kiékelődés faciesváltozással stb.)

mellett a másodlagos (tektonikus) telepvékonyodások, flexurák, vonszolódásos redőződések és kihengerlődések a gázmigrációt akadályozó, a csapdaképződést elősegítő szerkezeti jelenségek.

A töréses szerkezeti elemek (vető, feltolódás) azzal, hogy a köszéntelepek folytonosságát megszakítják, csökkentik a telepmenti gázmigráció lehetőségét és úgyszintén elősegítik a csapdaképződést.

Ismerttettem a mecseki bánya- és kutatási területek csapdaképződés szempontú szerkezeti viszonyait, majd felsoroltam azokat a feladatokat, melyek a fokozatosan nagyobb mélységek felé haladó bányaműveletek tervezésénél a gázkitörés-veszélyesség előrejelzésénél jelentkeznek.

3. A mecseki liász köszénösszlet fúrásos kutatásának tektonikai vonatkozásai terén

3.1. A Mecseki Feketeköszén Formáció szerkezeti helyzetét a Keleti-Mecsekben a következő nagyszerkezeti formák jellemzik:

- a melegmány—hárságyi brachiantiklinális, mely kelet felé a hosszúhetény—pécsváradi—mecseknádasdi antiklinálisban folytatódik,
- a kelet-mecseki centroklinális (Kisújbanymedence), mely a Komlóról kiinduló mézes-tetői antiklinálisra, ill. a zobápusztai szinklinálisra (annak folytatódására) szuperponálódott szerkezet és összekötő szerkezeti egység a komlói és a Máza-Dél—Váralja-Dél-i terület között,
- az Északi-Pikkely, mint szimmetrikus ék-szerkezet,
- az ófalui összetüredezett brachiantiklinális szerkezet.

Ezen a szerkezeti nagy egységeken az előforduló gyűrődéses és töréses szerkezeti elemek jellege és gyakorisága alapján különböző típusú területrészek különböztethetők meg, melyek mind a fúrásos kutatás, mind a bányászat szempontjából eltérő tektonikai jellemzőkkel rendelkeznek.

- A: Monoklinális helyzetű rétegösszletek területe. Pécsi típusú szerkezet.

Ebbe a csoportba soroltam a pécsi terület ÉK—DNy-i csapású bányaműveletekkel lefedett szakaszát, valamint a Pécsbánya—Pécsszabolcs—Dél-i területnek csatlakozó szakaszát, a hosszúhetényi terület keleti részét, a komlói (pl. III. bányüzem) és a Máza-Dél—Váralja-Dél-i terület egyes területrészeit. Ez utóbbiak részei a B típusú szerkezeteknek.

- B: Gyúrt és tört rétegösszletek területe. Komlói típusú szerkezet.

A komlói terület mellett ebbe a típusba tartozik a csapásirányú folytatásába eső Máza-Dél—Váralja-Dél-i kutatási terület. Természetesen kisebb eltérések, átmeneti típusok lehetségesek. Így a Somlyó-Számárhegy környezetében, ill. az M—19 és M—20 sz. fúrások pikkeljezett övezetében a C típus (szászvári típus) felé átmenet lehetséges. A keleti részen a mecseknádasdi nagyvetőtől keletre az A típus felé

átmeneti területrészek is kijelölhetők. Ebbe a típusba tartozik a hosszúhetényi terület nyugati része is.

— C: Pikkelyezett, törvegyűrt rétegösszletek területe. Szászvári típusú szerkezet.

Ilyen területek elsősorban az Északi Pikkelyben vannak (pl. Szászvár-Nyugat). Közel áll ehhez a területtípushoz az ófalui terület, mely egyesíti magába a B és C típusok főbb jellegét, az utóbbi gyakoriságával.

— D: Brachiantiklinális vagy brachisinklinális rétegösszletek részterülete. Vasasi típusú szerkezet.

Átmeneti terület az A és a B típusú szerkezetek között. Valójában a brachiredőknek a lehajló tengely környékére eső területrésze. Típusterületként a vasasi említhető.

— E: Kihengerlódott rétegösszletek területe. Rükkeri típusú szerkezet.

A monoklinális szerkezetekben, a redők szárnyaiban részleges vagy teljes kihengerlódás történhet a hasonló redőződés hatására. Ilyen részterületek vannak a különböző típusú területeken belül úgy, hogy olykor a területrész közelítően meddőnek, de legalábbis nem műrevalónak minősül. Ilyen típusú terület van a rükkeri területen, a kövestetői antiklinális (Hosszúhetény) déli szárnyában, a Béta-bányaüzem középső szintjein és a Máza-Dél—Váralja-Dél-i területen, többek között a Váralja—8. sz. kutatófúrás környezetében.

Ezek közül az A, B és C típusú szerkezetek nagyobb területeket jelentenek, míg a D típusú szerkezet átmenet az A és B típusok között. Az E típusú szerkezetek az előzőek egy-egy részterületeit képviselhetik.

3.2. A mecseki feketekőszén-terület részterületeinek kutatási típusokba sorolásával megszerkesztettem a Keleti-Mecsek kőszénkutatási szemléletű tektonofációs térképét, mely alap-

ján, a kőszénösszlet mélységi és produktivitási térképei figyelembevételével, az egyes területek kutatási modelljei meghatározhatók, s így a területek rangsorolhatók.

3.3. A fúrásos kutatások igazolták, hogy a rükkeri terület „meddőségének”, azaz a telepek fokozatos elvékonyodásának nem ösföldrajzi (szingenetikus) okai vannak, hanem a brachiredő-képződéssel kapcsolatos kihengerlődésről van szó.

3.4. A Máza-Dél—Váralja-Dél-i eredményes kőszénkutatás földtani-szerkezeti modellje a következő volt:

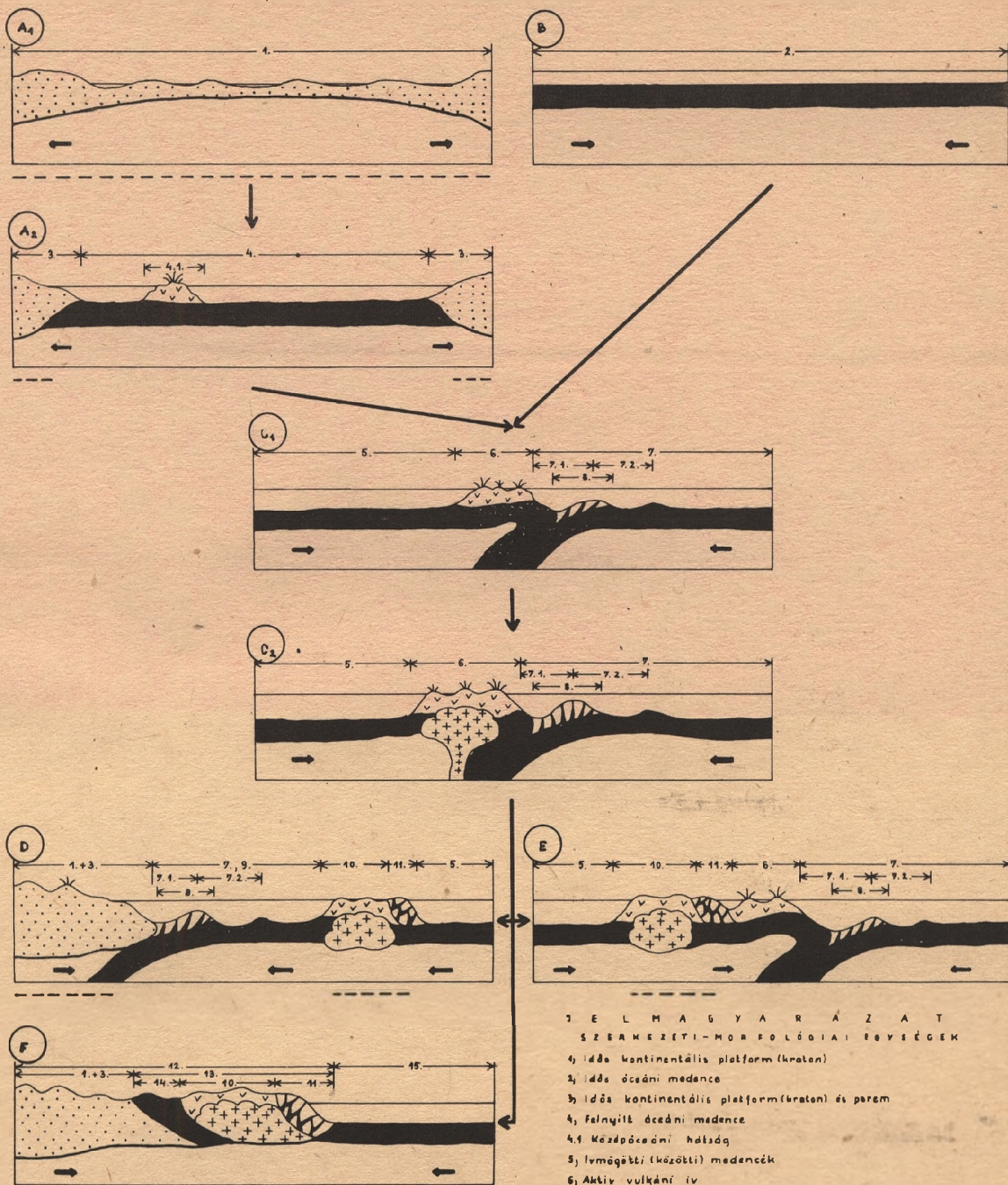
- a Komló és Váralja között húzódó szerkezeti pászta bizonyította a komlói és a Máza-Dél-i területnek a Kisújbanyai-medencén keresztül a kapcsolatát és szerkezeti hasonlóságát (komlói típus), ezért a szászvári analógia (szászvári típus) mellőzhető volt,
- rámutatott a tektonikus kihengerlődés lehetőségeire, (rükkeri típus), s ezzel magyarázta a terület keleti részén (Váralja-Dél) tapasztalt telepvékonyodásokat. Az elsődleges telepkiékelődés feltevésének mellőzésével a reménybeli terület megkétszereződött,
- a lászvonulatot egy harántvetővel az északi pikkelyöv előtt lezárta,
- a KÉK—NyDNY-i csapású, DDK-i dőlésű mecseknádasdi nagyvető (1000 m-es elvetési magasság) kimutatásával a terület perspektíváit ÉK irányban kibővítette.

Összefoglalásként megállapítást nyert, hogy a terület a már megkutatott hosszúhetényi területnél minden szempontból kedvezőbb.

A Magyar Tudományos Akadémia Tudományos Minősítő Bizottsága 1988. június 29-diki ülésén nyilvánította a földtudományok doktorává.

Dr. H. J.

ÓCEÁNIAI TRÓPUSI SZIGETI IVEK KIALAKULÁSÁNAK ÉS FEJLŐDÉSÉNEK MODELLJE
(A. H. MITCHELL - H. G. READING 1974, D. E. HARRIS 1972, 1974, W. R. DICKINSON 1973, 1974, 1976, A. E. RINGWOOD 1974, D. A. SEELY 1979, W. R. DICKINSON - D. A. SEELY 1979 ALAPJÁN SZERKESZTETTE: HORPÁSZ L. 1988)



1. E L M A G Y A R Á Z A T
SZERKEZETI - MORFOLÓGIAI RÉVISEG

- 1) Idős kontinentális platform (kraton)
- 2) Idős óceáni medence
- 3) Idős kontinentális platform (kraton) és perem
- 4) Felnyílt óceáni medence
- 4.1 Középső óceáni hátság
- 5) Ismögötti (közötti) medencék
- 6) Aktív vulkánus ív

7) Ismögötti (közötti) medencék

7.1 Ismögötti

7.2 Árok

8) Aktív akkréciós dk (szubdukciós övezet)

9) Ismögötti margindult medencék

10) Passzív vulkánus ív

11) Passzív akkréciós dk (szubdukciós övezet)

12) Fiatal kontinentális platform és perem

13) Akkréciós neoplatform

14) Oldódult óceáni kéreg

15) Fiatal óceáni medence

BŐVÉB JELEN

1) Kontinentális kéreg

2) Óceáni kéreg

3) Szubdukciós övezet

4) Vulkanikus

5) Intruzívumok

6) Lemezek egymáshoz

viszonyított mozgásának irányja

--- Bevezető képződmények

--- szerkezeti-morfológiai

egységek

— Tengerszint

FEJLŐDÉSI SZAKASZOK

1) Idős kontinentális riftesedési szakasz

2) Idős, óceáni mély medence kialakulása

3) Idős, létező óceáni mély medence

4) Óceáni vulkánus ív fejlődési szakasz - korai fázis

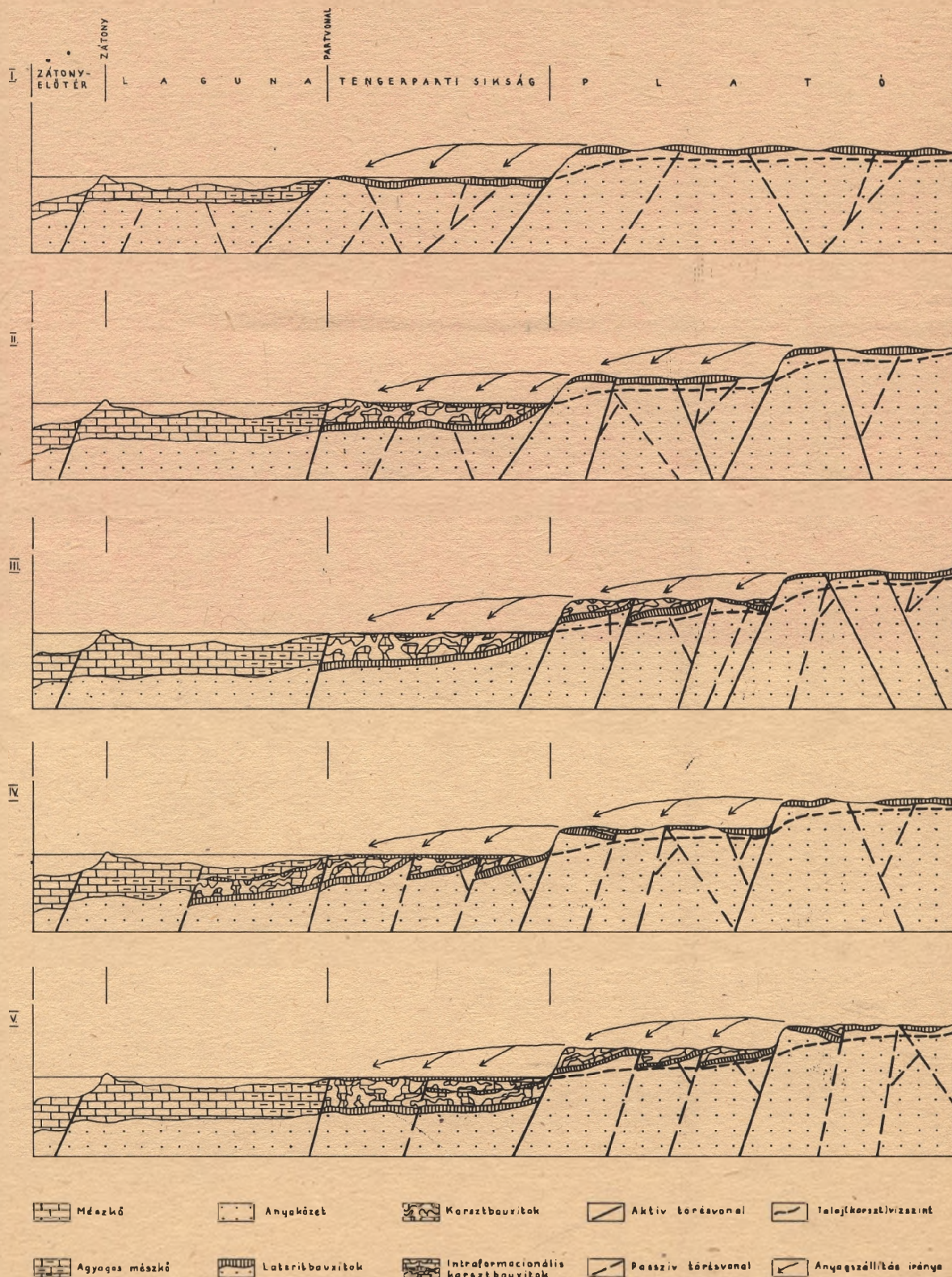
5) Óceáni vulkánus ív fejlődési szakasz - késői fázis

6) Óceáni vulkánus ív montinens aktiv útközébe (szubdukció)

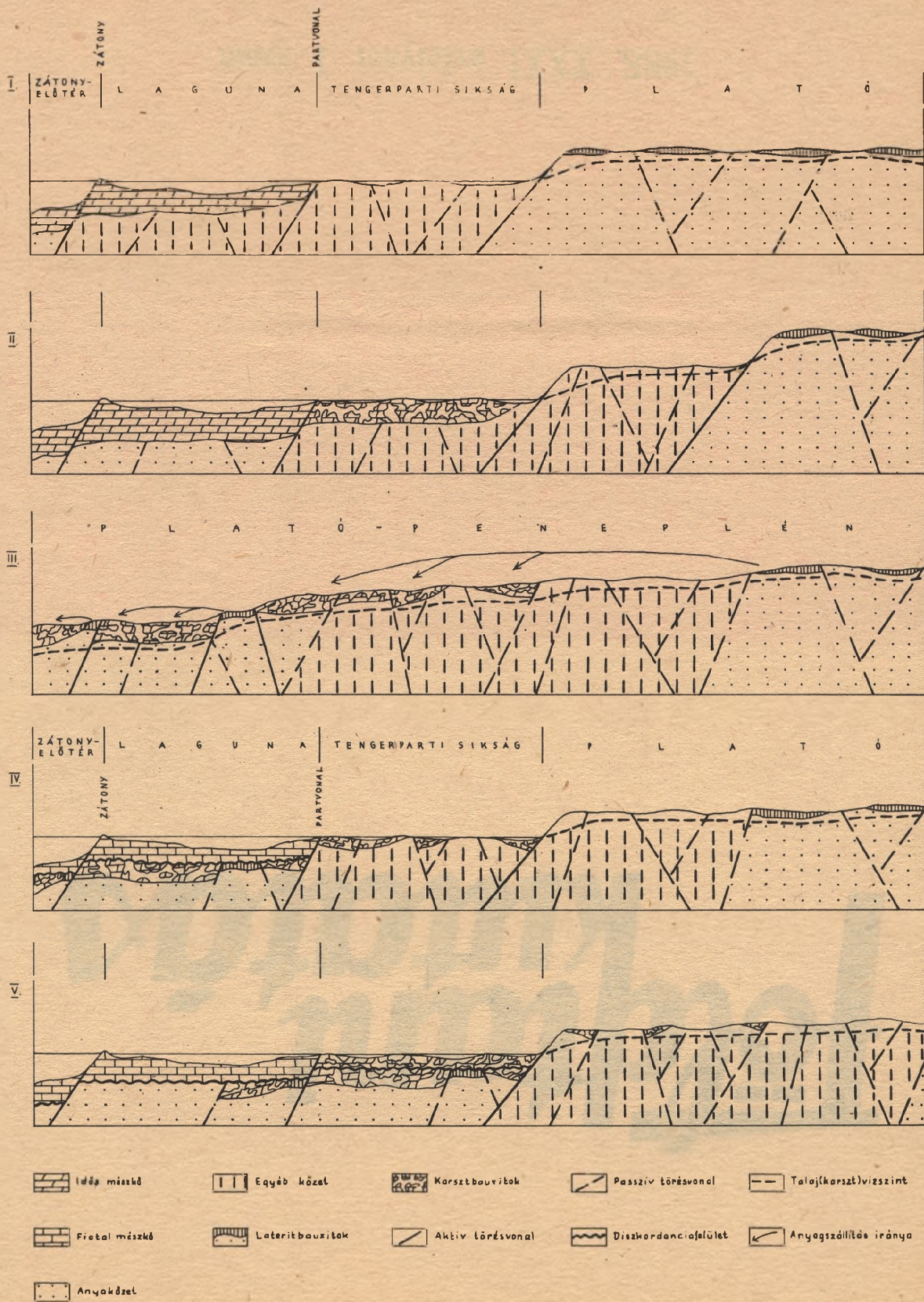
7) Óceáni vulkánus ív montinens aktiv útközébe (szubdukció)

8) Óceáni vulkánus ív montinens passzív útközébe (szubdukció)

SZINGEMATIKUS ÉS INTRAFORMACIONÁLIS BAUZITMÉPZŐDÉS MODELLJÉNEK ELVI VÁZLATA



POSZTÓGENETIKUS BAUXITKÉPZŐDÉS MODELLJÉNEK ELVI VÁZLATA



I $7-9^{af} \sim 2-160 \text{ Mh}$
DK

ENT -

II $3^{af} \sim 160-140 \text{ Mh}$

III $3^{af} - C_2^{con} \sim 140-90 \text{ Mh}$

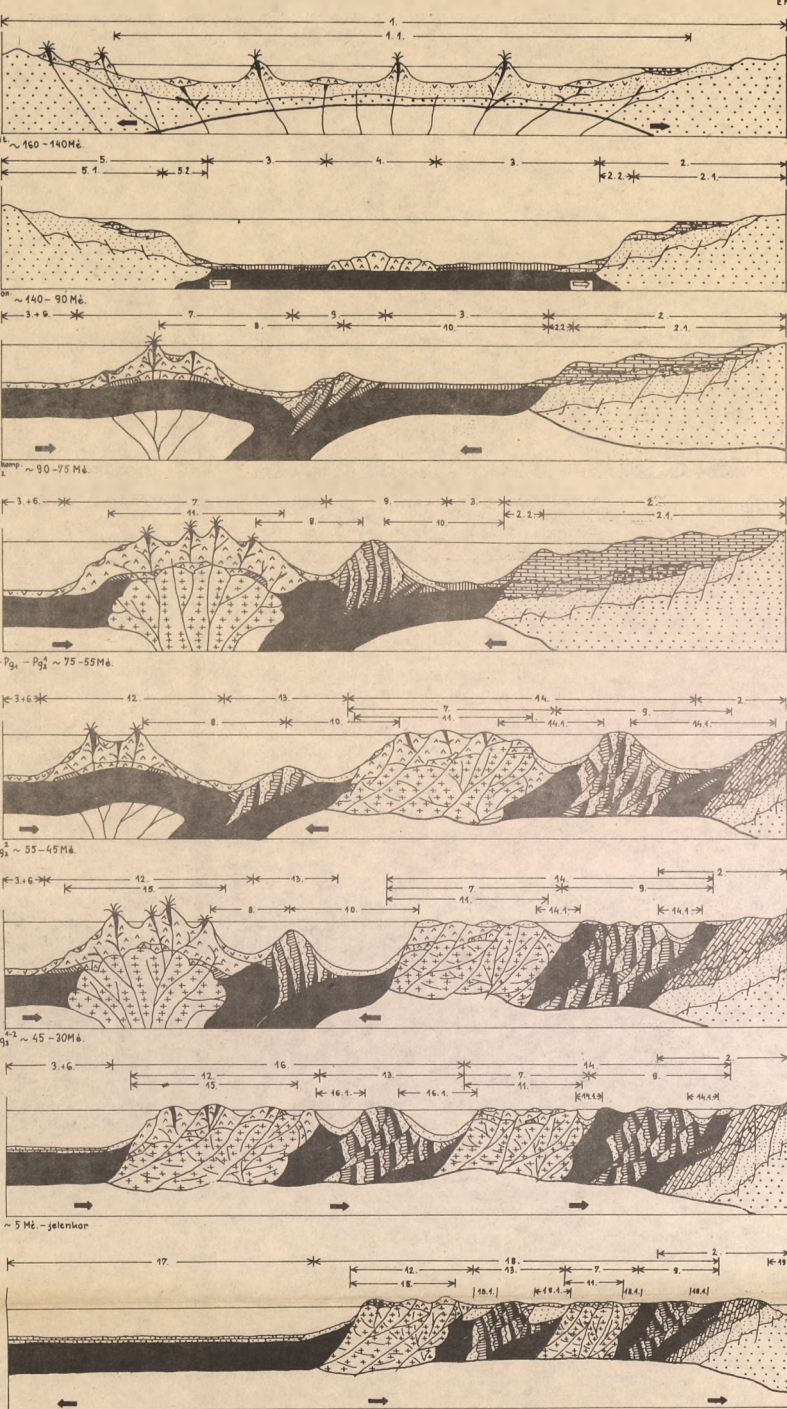
IV $C_2^{con} - C_2^{komp} \sim 90-75 \text{ Mh}$

V $C_2^{komp} - P_{q1} - P_{q2} \sim 75-55 \text{ Mh}$

VI $P_{q1} - P_{q2} \sim 55-45 \text{ Mh}$

VII $P_{q2} - P_{q3} \sim 45-30 \text{ Mh}$

VIII $N_2 - Q \sim 5 \text{ Mh}$ - jelenkor



J E L M A N Y A R A Í Z A T

1. Kontinens
- 1.1. intrakontinentális beltenger
3. Északi kontinentális egylegek
- 2.1. Bahama platform
- 2.1.1. kontinentális lejtő
3. Abisszális síkpad
4. Mezopacéniai mélyedg
9. Déli kontinentális egylegek
- 5.1. Déli platform
- 3.2. kontinentális lejtő
6. Ismögötti medence
7. $J_2 - C_2$ vulkánus iv (Zoozav)
8. Ivelleti medence (Cauca)
9. $J_2 - C_2$ szubdukciónál összelet (Ofiolitok asszociáció)
10. Ivelleti medence (Cauca)
11. C_2 intruzív komplexum
12. $C_2 - P_{q1}$ vulkánus iv (Cauca)
13. $C_2 - P_{q2}$ szubdukciónál összelet (Ofiolitok asszociáció)
14. Alakúciós északi neoplatform (I)
- 14.1. Resziduális medencék
15. $P_{q1} - P_{q2}$ intruzív komplexum
16. Alakúciós északi neoplatform (II)

- 16.1. Resziduális medencék
17. Déli kontinentális lejtő és abisszális síkpad
18. Alakúciós északi neoplatform (I + II)
- 18.1. Beszűrtelt reziduális medencék
19. Északi kontinentális lejtő és abisszális síkpad
- Terriqén formációk
- Eozóvialis formációk
- Terriqén-karibbeas formációk
- Karibbeas formációk
- Karibbeas-kövös formációk
- Vulkánus-üledékes formációk
- Effuzív formációk
- Intruzív formációk
- Kontinentális kéreg

- Öcsési kéreg
- Föld kopony
- Lemezek mozgási irány
- Szerkezeti vonalok
- Tengerszint

Magyarázószöveg az 5. számú ábrához

1. PLATFORM ÉS ENYHÉN DEFORMÁLT PLATFORMTERÜLETEK

4—5 km vastag kréta-kainozoós karbonátos (-terrigén) rétegsor, evaporitokkal. Felsőkréta-kainozoós blokktektonika enyhe gyűrődésekkel. Viszonylag vastag (15—30 km) kontinentális, esetleg óceáni kéreg (Yucatan, Bahama platform, Nicaraguai hátság, Jamaica). A Mexikói öbölben, mélytengeri helyzetben nagy vastagságú és mennyiségű evaporitok.

2. MÉLY MEDENCÉK, ÓCEÁNI KÉREGGEL

Néhány 100 m 4 km vastag üledéktakaró normál (8—15 km) óceáni kérgen.

3. NEOGÉN VULKÁNI ÍVEK AZ EGYES VULKÁNI CENTRUMOKKAL

Konvergens lemezhatárok mentén, megnövekedett kéregvastagsággal (20—30 km). A kéreg lehet óceáni (Kis Antillák) vagy átmeneti (Közép-Amerika).

4. NEOGÉN DEFORMÁCIÓS ÖVEK RÉSZBEN FELSŐKRÉTA-TERCIER DEFORMÁLT ALJZATTAL

Konvergens lemezmozgás miatt erősen gyűrt és diszlokált mezozoós-kainozoós, nagyvastagságú pelágikus terrigén üledékek prekampani vagy fiatalabb óceáni kérgen (Kis Antillák deformációs öve, Észak Karib deformációs öv, Dél Karib deformációs öv, Észak Panamai deformációs öv, Közép-Amerikai deformációs öv, Ny-Kolumbia, K-Panama, Azuero, Osa, Nicoya és Santa Elena félsziget Panamában, Costa Ricában, Holland és Venezuelai Antillák.)

5. TEKTONIKAILAG STABIL PREKAMBRIUMI KRATONOK

3,4 milliárd évnél idősebb üledékek, metamorfitok, magmatitok normális vastagságú (25—40 km) kontinentális kéreggel (Guayana pajzs).

6. PREKARBON METAMORFIT ÉS MAGMATIT ALJZATÚ TERÜLETEK

Különböző stílusú és irányú mezozoós-kainozoós deformáción átesett képződmények, normális vastagságú (25—45 km) kontinentális kéreggel (Központi Közép-Amerika).

7. AZ ÉSZAK-AMERIKAI ÉS A KARIB LEMEZ HATÁRÁN LEVŐ, KOMPLEX SZERKEZETŰ ÁROK

Korábbi betolódási öv felett neogén transzkurrens törés által létrehozott árok (Puerto Rico árok).

8. ANDESI DEFORMÁCIÓS ÖV

Késő kainozoós nagy kiemelkedések és depressziók, blokktektonikával, néha gyűrődésekkel, feltolódásokkal. Alattuk főleg felsőkréta-eocén deformációs övek, amelyek részben fedik a különböző stílusú és irányú mezozoós és paleozoós deformációkon átesett egységeket. A kiemelkedések magjában prekambriumi és paleozoós magmatitok, metamorfitok. Normális vastagságú (25—35 km) kontinentális kéreg.

9. KIS MÉRETŰ SPREADING ÖV

Az Észak-Amerikai és Karib lemez határán, az eocén (?) óta. Viszonylag vékony (8—15 km) kéreg (Közép Cayman hátság, Cayman árok).

10. KARIB-TENGERI MEDENCÉK, DEFORMÁLATLAN VAGY GYENGÉN DEFORMÁLT ÜLEDÉKEKKEL

Néhány 100 m néhány km coniac-kampan-eocén és fiatalabb pelágikus üledékek, turbiditok viszonylag vastagabb (13—25 km) óceáni kérgen (Nicaraguai hátság D-i része, Beata-, Aves hátság, Kolumbiai-, Venezuelai-, Yucatan-medence).

11. STABIL, ENYHÉN DEFORMÁLT KRATON JELLEGŰ PLATFORM TERÜLETEK ÉS HEGYSÉGELOTTÉR MEDENCÉK

Néhol 4—9 km-es, fanerozoós üledékek, normális vastagságú (25—40 km) kontinentális kéreggel (Szubandesi medencék, Kolumbia és Venezuela platform területei).

12. FELSŐKRÉTA-EOCÉN „LARAMI” DEFORMÁCIÓS ÖV

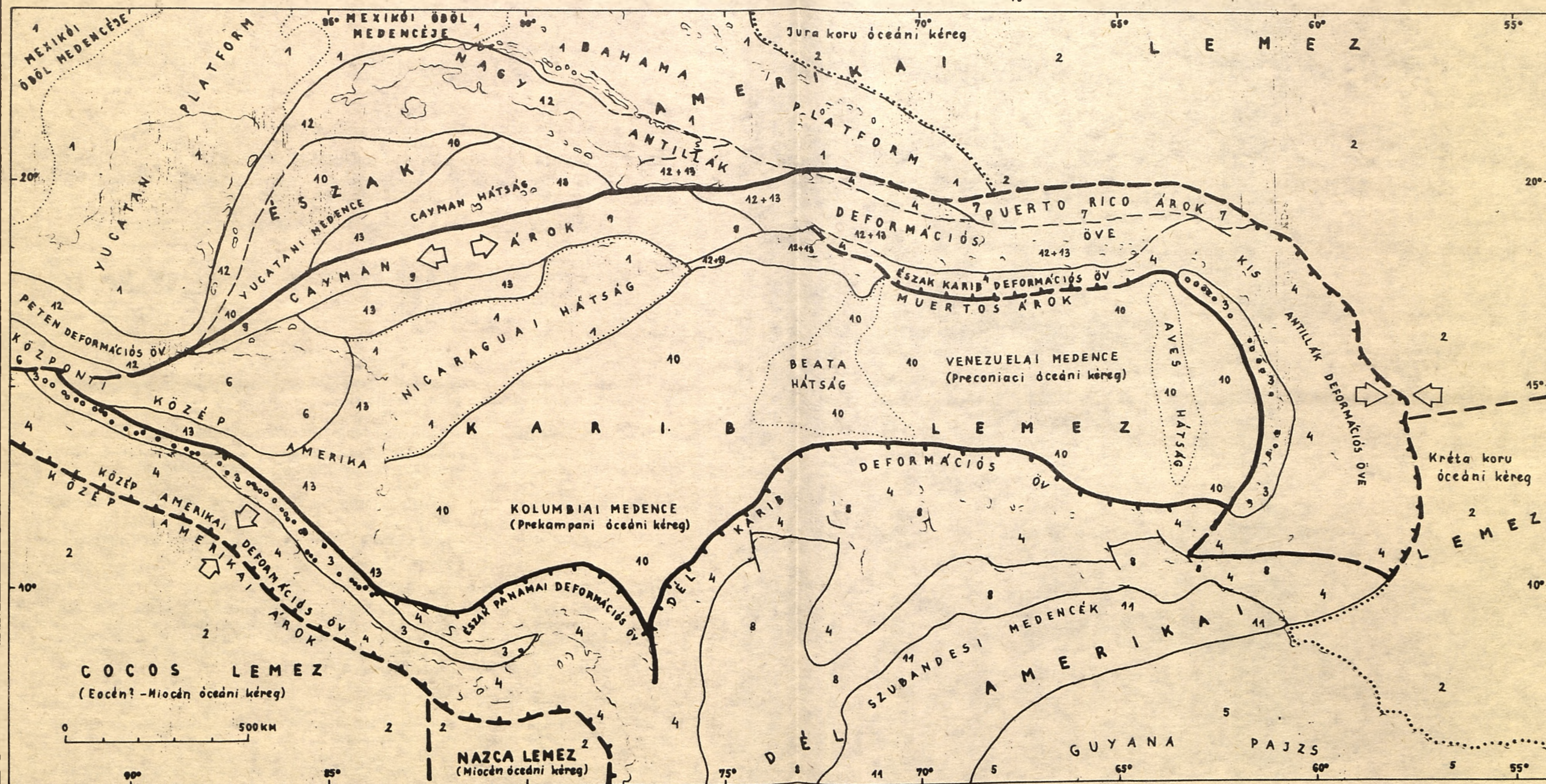
Gyűrt mezozoós-kaninozoós üledékek, vulkanitok feltolódásokkal és blokktektonikával. Enyhe neogén deformáció, kiemelt és lezökent szerkezetek. Valószínűleg óceáni kéreg a Nagy Antillák deformációs öve alatt, bizonyára kontinentális kéreg a Peten deformációs öv alatt.

13. GYENGÉN—ERŐSEN DEFORMÁLT TERCIER VULKÁNI, VULKÁNI-ÜLEDÉKES ÖV

Mezozoós (?) -kainozoós medencék vulkanitokkal, üledékekkel, poszteocén lezökkenéssel. Blokktektonika és gyűrődések. Viszonylag vastag óceáni vagy kontinentális kéreg (~ 20 km) a Cayman hátságon és a Nicaraguai hátság É-i részén, esetleg átmeneti kéreg Közép-Amerikában.

A KARIB RÉGIÓ NAGYOBB SZERKEZETI-MORFOLÓGIAI EGYSÉGEINEK VÁZLATA

J. E. CASE és T. L. HOLCOMBE (1980) alapján



- | | | | |
|---|--|--|--|
| 1 Platform és enyhén deformált platform területek | 5 Tektonikailag stabil, prekambriumi kratonok | 9 Kis méretű spreading öv | 13 Gyengén-erősen deformált terciár vulkáni, vulkáni-üledékes öv |
| 2 Mély medencék, óceáni kéreggel | 6 Prekarbon metamorfitt és magmatit aljzatu területek | 40 Karib-tengeri medencék deformálatlan vagy gyengén deformált üledékekkel | Lemezhatárok, az aktív szubdukciós övekkel |
| 3 Neogén vulkáni ívek, az egyes aktív vulkánokkal | 7 Az Észak Amerikai és Karib lemez határán levő, komplex szerkezetű drok | 41 Stabil, enyhén deformált kraton jellegű platform területek és hegységelődő medencék | Vázlatos területhatárok |
| 4 Neogén deformációs övek, részben felsőkréta-tercier deformált aljzattal | 8 Andesi deformációs öv | 42 Felső kréta - eocén „Iarami” deformációs öv | A nagyobb szerkezeti egységek határán végbemenő mozgások iránya |

A KARIB RÉGIÓ ÉS KÖRNYEZETE LEGFONTOSABB BAUXITELŐFORDULÁSAI

(R. WEYL 1964, 1966, I. VALETON 1972, F. U. GYUWUHKUŰ 1975, ILKEYNÉ PERLAKI E. 1978, KOMLÓSSY GY.-VÉGH A. 1980, A. SAPADWU 1981, P. W. GUILD et al. 1981 ALAPJÁN)

SZERKESZTETTE

KORPÁCS LÁSZLÓ (1985)

0 500km



A KARIIB RÉGIÓ ÉS KÖRNYEZETE BAUKITSZINTJEINER ÖSSZEFOGLALÓ RÉTEGTANI TÁBLÁZATA

(V. A. ZANS 1953, R. WEYL 1964, 1966, I. VALETON 1972, Г. В. БУДУЧКОВ 1975, KOMLÓSSY GY. - VÉGH A. 1980, COAAAH Ű. 1981, G. J. J. ALEVA 1981, A. BAPΔOWWU 1981 ALAPJÁN ÖSSZEÁLLITOTTA: K O R P Á S L Á S Z L Ó 1985)

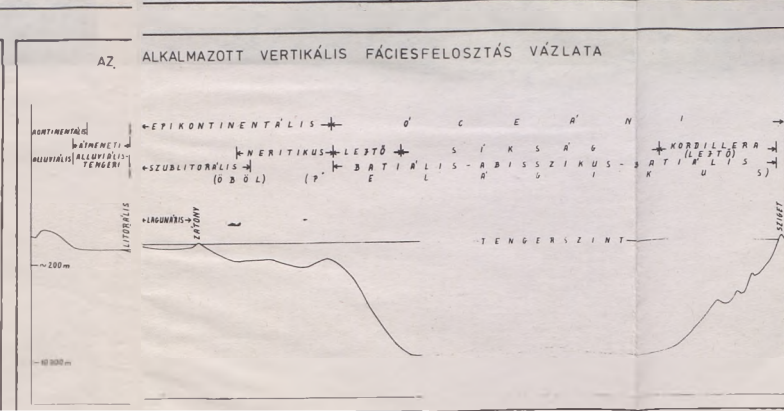
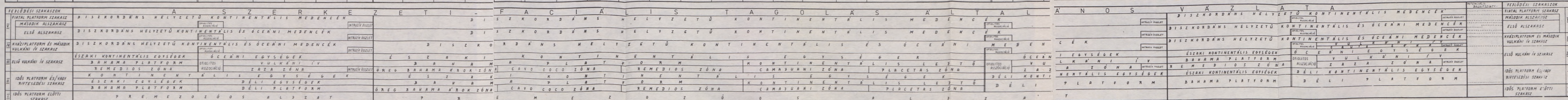
		E G Y E S Ű L T Á L L A M O K								A N T I L L Á K É S K Ö R N Y E Z E T E					K Ö Z É P - A M E R I K A			D É L - A M E R I K A						
		NYUGAT-TENNESSEE	ÉSZAKNYUGAT-ALABAMA	MISSISSIPPI	KELET-ALABAMA	NYUGAT-GEORGIA	KÖZÉP-GEORGIA	ARKANSAS	MISSOURI	KUBA	JAMAICA	HAITI	DOMINIKAI	PUERTO RICO	BAHAMA	KAJMÁN	GUATEMALA	COSTARICA	PANAMA	KOLUMBIA	VENEZUELA	GUAYANA	SURINAM	FRANCIA GUYANA
T E R C I E R	QUARTER																							
	MOLOCÉN																							
	PLEISZTOCÉN																							
	PLIOCÉN																							
	MIOCÉN																							
	OLIGOCÉN																							
	EOCÉN																							
MEZOZOIKUM	PALEOCÉN	↑	↑				↑																	
	KRÉTA																							
	JURA																							
	TRIÁSZ																							
	PERM																							
PALEOZOIKUM	KARBON																							

KUBA BAUXIT PERSPEKTIVIKUS FORMÁCIÓKNAK ÖSSZEFOGLALÓ TÁBLÁZATA

(SZÁMOSZTOTTÁ: 2. ALTAIRIA - 0. RAZUMOVSKIJ - 0. KOPÁCS L. 1989)

FELTÉTEL SZÁMA	A FORMÁCIÓ		FÖLDTANI ISMÉRVEK							AZ ELŐFORDULÁS ADATAI											
	NEVE ÉS KORA	LITOLÓGIAI TÍPUSA	KARSTOSODÁS	EVAPORITOSODÁS	DOLOMITOSODÁS	PALEOTERMIKUS VÁLTOZÁSOK	VÁKUMKARSTOSODÁS	FOSZFORIT	SZERKEZET	GLAUKONIT	GENETIKAI TÍPUS	KÉMIAI ÖSSZETÉTEL					ÁSVANYOS ÖSSZETÉTEL				
												SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	(ZnO+CaO) (%)	CaO (%)	FeO (%)	Fe ₂ SiO ₄ (%)	Fe ₂ SO ₄ (%)	Fe ₂ CO ₃ (%)
PIATAL PLATFORM SZAKASZ (MÁSODIK ALKARIZ)	VILLARDO (Q ₂)	TERRIGÉN	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	QUEVARA (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	3,5	52,8	2,4	23,8	—	—	—	—	—	—
	CAMACHO (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	VEDADO (Q ₄)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	VERSALLES (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CAMARONITO (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	BAIMANITAS (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	SANTA FE (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CASABLANCA (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ESCORRILOS (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CAYO PIEDRAS (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	GUANE (N ₂ -Q ₄)	TERRIGÉN	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ENCERADO (N ₂ -Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	SAABO (N ₂ -Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	AYALÓ (N ₂ -Q ₄)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	MAIA (N ₂ -Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
PIATAL PLATFORM SZAKASZ (MÁSODIK ALKARIZ)	PUNTA DEL ESTE (N ₂ -Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	GUANACABESQUE (Q ₄)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	YAGUAY (N ₂)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CARINAR (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	BARACOA (N ₂)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	MANZANILLO (N ₂ -N ₃)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CARDUZO (N ₂ -N ₃)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	TUCARÓ (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	LOMATRIANA (N ₂ -N ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	COTINAR (N ₂ -N ₃)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	VAZQUEZ (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	YAYAL (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	SAGUEYES (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CANDELERAS (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CABOAS (N ₂)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
PIATAL PLATFORM SZAKASZ (MÁSODIK ALKARIZ)	ARROYO PALMAS (N ₂ -N ₃)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	PAGO REAL (N ₂ -N ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	MASANTILLA (N ₂ -N ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ARABOS (N ₂ -N ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	MANGALCARGA (N ₂ -N ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	GUINES (N ₂ -N ₃)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	VATERAS (N ₂ -N ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	HUSILLO (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	SARUCO (N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	SEVILLA (P ₂ -N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CAMAZAN (P ₂ -N ₂)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	MAQUEY (P ₂ -N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	BITINI (P ₂ -N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	OLIVERO (P ₂ -N ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
PIATAL PLATFORM SZAKASZ (MÁSODIK ALKARIZ)	MÁLLÁSI HERGEL (P ₂ -Q ₂)	TERRIGÉN	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CHAMPA (P ₂)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	TINGUARO (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	COLÓN (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	MARQUICU (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	JA (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	LAS CUEVAS (P ₂)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	BAHÚI (P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	LEMA (P ₂ -P ₃)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	SICOTRA (P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ENCANTO (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	JABACO (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	NEUVITAS (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
FERRER (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
SANAGUATÁN (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
KÖZÉLATFORM ÉS MÁSODIK VULKÁNIV SZAKASZ	PUNTA BRAVA (P ₂)	KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	URRÍA (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	CHARCO REDONDO (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ALVAREZ (P ₂)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	PERÓN (P ₂ -P ₃)	TERRIGÉN-KARBONÁTOS	+	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	PERLA (P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	BORRÉS (P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	GUANAJA (C ₂ -P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ESPERANZA (C ₂ -P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	ISABEL (C ₂ -P ₂ -P ₃)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	KARST	—</									

SZERKESZTETTE: KORPÁS LÁSZLÓ 1984



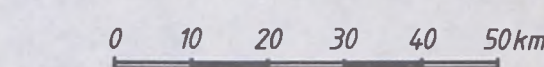
(* KEZIRATOS MUNKAH)

KUBAI KÖZTÁRSASÁG
ALAPANYAGIPARI MINISZTERIUM, FÖLDTANI KUTATÁSI KÖZPONT
A KUBAI KÖZTÁRSASÁG BAUXITPERSPEKTIVITÁSI TÉRKÉPE

A KUBAI TUDOMÁNYOS AKADÉMIA FÖLDTANI ÉS ÖSLÉNYTANI INTÉZETE FÖLDTANI TÉRKÉPEI ALAPJÁN SZERKESZTETTE:

KORPÁS L., O. RAZUMOVSKI, N. PONCE

1985



HIVATKOZOTT SZERZŐK: Y. Y. Buguelskiy - F. Formell Cortina 1972 (1:1000 000), A. Pszczolkowski et al. 1975, Nagy E. et al. 1976, J. F. Albear et al. 1977, I. Kanchev et al. 1978, K. Piotrowska et al. 1981, E. Belmustakov et al. 1981, G. Millan - M. L. Somin 1981 (1:250 000)

REPUBLICA DE CUBA
MINISTERIO DE LA INDUSTRIA BASICA, CENTRO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS
MAPA DE LAS PERSPECTIVAS DE BAUXITA DE LA REPUBLICA DE CUBA
CONFECCIONADO EN BASE DE LOS MAPAS GEOLOGICOS DEL INSTITUTO DE GEOLOGIA Y PALEONTOLOGIA DE LA ACADEMIA DE CIENCIAS DE CUBA POR:

L. KORPÁS, O. RAZUMOVSKI, N. PONCE

Autores de referencia: Y. Y. Buguelskiy - F. Formell Cortina 1972 (1:1000 000), A. Pszczolkowski et al. 1975, E. Nagy et al. 1976, J. F. Albear et al. 1977, I. Kanchev et al. 1978, K. Piotrowska et al. 1981, E. Belmustakov et al. 1981, G. Millan - M. L. Somin 1981 (1:250 000)

JELMAGYARÁZAT - LEYENDA

BAUXITKONTROLLÁLÓ TÉNYEZŐK
FACTORES CONTROLADORES DE LAS BAUXITAS

I. FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI SZAKASZOK
EPOCAS DEL DESARROLLO GEOLOGICO

- N_2-N_1 Fialat platform szakasz
segunda subetapa
Etapa plataforma moderna
primera subetapa
- C_1-N_1 Kváziplatform és második vulkáni ív szakasz
Etapa cuasiplatáformica y del segundo arco volcanico
- T_1-T_2 Első vulkáni ív szakasz
Etapa del primer arco volcanico
- T_3-T_4 Riftesedési és/vagy idős platform szakasz
Etapa de riftogenesis y/o de la plataforma antigua

II. BAUXITFELHALMOZÓDÁSRA KEDVEZŐ ÜLEDÉKES
COMPLEJOS LITOLOGICOS DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS FAVORABLES PARA LA ACUMULACION DE BAUXITAS

- Karbonátos formációk
Carbonatadas
- Terrigén-karbonátos formációk
Rocas magmaticas carbonatadas
- Terrigén formációk
Terrigenas

III. POTENCIÁLIS ANYAKÖZETEK
ROCAS MADRES POTENCIALMENTE FAVORABLES

- Bázisos magmatitok (bazaltok, diabázok, gabbrók)
Rocas magmaticas basicas (basaltos, diabasas, gabros)
- Neutrális magmatitok (andezitek, dácitok, dioritok)
Rocas magmaticas neutrales (andesitas, dacitas, dioritas)
- Savanyú magmatitok (riolitok, granitoidok)
Rocas magmaticas acidas (riolitas, granitoides)
- Vulkanoklasztitok
Rocas volcanoclasticas
- kristályos palák
esquistos cristalinos
- Metamorfitek
Rocas metamorficas
- amfibolitok
amfibolitas

IV. FELSZÍNTÍPUSOK ÉS FORMÁK
TIPOS Y FORMAS DEL RELIEVE

- Akkumulációs, abráziós-akkumulációs, eróziós-akkumulációs, abráziós síkságok
Depressziós felszínek és karszterületek
Llanuras acumulativas, abrasivas-acumulativas, erosivas-acumulativas, abrasivas
- Depresiones del relieve y areas carsicas
- Peneplének és hegységi planációs felszínreliktumok
Alturas peniplanizadas y montañas con relictos de superficies de nivelacion

V. EGYÉB TÉNYEZŐK
OTROS FACTORES

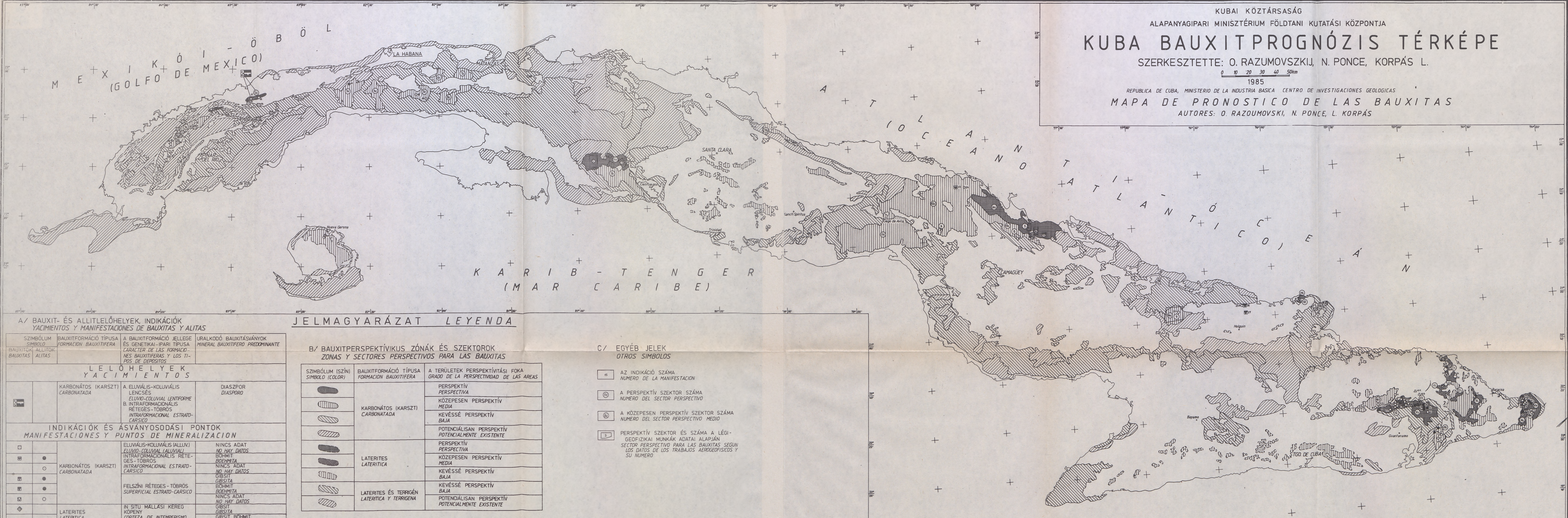
- Bauxit (a) és allit(b) indikációk
Manifestaciones de las bauxitas (a) y alitas (b)
- Magas alumínium tartalmú talajok elterjedési területe ($Al_2O_3 \geq 20\%$ vagy $Al_2O_3/SiO_2 \geq 1$)
Áreas del desarrollo de suelos con alto contenido de aluminio ($Al_2O_3 \geq 20\%$ o $Al_2O_3/SiO_2 \geq 1$)
- Tórium-uránium légigeofizikai anomáliák ($Th \geq 5 \cdot 10^{-4} \%$; $Th/U \geq 2$)
Anomalías aerogeofísicas de torio-uranio ($Th \geq 5 \cdot 10^{-4} \%$; $Th/U \geq 2$)

EGYÉB JELEK
OTROS SIMBOLOS

- Bauxitfelhalmozódásra kedvezőtlen formációk / terrigén, terrigén-karbonátos, kovás-karbonátos, evaporitos, vulkanogén-üledékes / Formaciones no favorables para la acumulacion de bauxita (terrigenas, terrigeno-carbonatadas, siliceo-carbonatadas, evaporiticas, volcanogeno-sedimentarias)
- Ultrabázitok
Ultramafitas
- Recens tagolatlan formációk
Formaciones recientes no divididas
- Elsőrendű képződményhatárok
Contactos geológicos de primer orden
- Másodrendű képződményhatárok
Contactos geológicos de segundo orden

Digitálizálva a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal támogatásával, a Magyarhoni Földtani Társulat kezdeményezésére.

KUBAI KÖZTÁRSASÁG
ALAPANYAGIPARI MINISZTERIUM FÖLDTANI KUTATÁSI KÖZPONTJA
KUBA BAUXITPROGNÓZIS TÉRKÉPE
SZERKESZTETTE: O. RAZUMOVSKIJ, N. PONCE, KÖRPÁS L.
1985
REPUBLICA DE CUBA, MINISTERIO DE LA INDUSTRIA BASICA CENTRO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS
MAPA DE PRONOSTICO DE LAS BAUXITAS
AUTORES: O. RAZUMOVSKI, N. PONCE, L. KÖRPÁS



A/ BAUXIT- ÉS ALLITELŐHELYEK, INDIKÁCIÓK YACIMIENTOS Y MANIFESTACIONES DE BAUXITAS Y ALITAS			
SZIMBÓLUM SIMBOLO	BAUXITFORMÁCIÓ TÍPUSA FORMACION BAUXITIFERA	A BAUXITFORMÁCIÓ JELLEGE ES GENETIKAI-IPARI TÍPUSA CARACTER DE LAS FORMACIONES BAUXITIFERAS Y LOS TIPOS DE DEPOSITOS	URALKODÓ BAUXITÁSVÁNYOK MINERAL BAUXITIFERO PREDOMINANTE
LELŐHELYEK YACIMIENTOS			
	KARBONÁTOS (KARSZT) CARBONATADA	A. ELUVIÁLIS-KOLUVIÁLIS LENCÉSÉS ELUVIO-COLUVIAL LENTIFORME B. INTRAFORMACIONÁLIS RÉTEGES-TÖBRÖS INTRAFORMACIONAL ESTRATO-CARSICO	DIASZPOR DIASPORO
INDIKÁCIÓK ÉS ÁSVÁNYOSODÁSI PONTOK MANIFESTACIONES Y PUNTOS DE MINERALIZATION			
	KARBONÁTOS (KARSZT) CARBONATADA	ELUVIÁLIS-KOLUVIÁLIS (ALLUVIAL) ELUVIO-COLUVIAL (ALUVIAL) INTRAFORMACIONÁLIS RÉTEGES-TÖBRÖS INTRAFORMACIONAL ESTRATO-CARSICO	NINCS ADAT NO HAY DATOS BOHMIT BOEHMITA NINCS ADAT NO HAY DATOS GIBSIT GIBSITA BOHMIT BOEHMITA NINCS ADAT NO HAY DATOS
	LATERITES LATERITICA	FELSZÍNI RÉTEGES-TÖBRÖS SUPERFICIAL ESTRATO-CARSICO	GIBSIT GIBSITA BOHMIT BOEHMITA NINCS ADAT NO HAY DATOS
	LATERITES LATERITICA	IN SITU MALLÁSI KÉREG KÖPENY CORTEZA DE INTEMPERISMO (INSITU) DE MANTO	GIBSIT GIBSITA BOHMIT BOEHMITA NINCS ADAT NO HAY DATOS

JELMAGYARÁZAT LEYENDA		
B/ BAUXITPERSPEKTÍVUS ZÓNÁK ÉS SZEKTOROK ZONAS Y SECTORES PERSPECTIVOS PARA LAS BAUXITAS		
SZIMBÓLUM (SZÍN) SIMBOLO (COLOR)	BAUXITFORMÁCIÓ TÍPUSA FORMACION BAUXITIFERA	A TERÜLETEK PERSPEKTÍVITÁSI FOKA GRADO DE LA PERSPECTIVIDAD DE LAS AREAS
	KARBONÁTOS (KARSZT) CARBONATADA	PERSPEKTÍV PERSPECTIVA KÖZEPESEN PERSPEKTÍV MEDIA KEVÉSSÉ PERSPEKTÍV BAJA POTENCIÁLISAN PERSPEKTÍV POTENCIALMENTE EXISTENTE
	LATERITES LATERITICA	PERSPEKTÍV PERSPECTIVA KÖZEPESEN PERSPEKTÍV MEDIA KEVÉSSÉ PERSPEKTÍV BAJA POTENCIÁLISAN PERSPEKTÍV POTENCIALMENTE EXISTENTE
	LATERITES ÉS TERRIGÉN LATERITICA Y TERRIGENA	PERSPEKTÍV PERSPECTIVA KÖZEPESEN PERSPEKTÍV MEDIA KEVÉSSÉ PERSPEKTÍV BAJA POTENCIÁLISAN PERSPEKTÍV POTENCIALMENTE EXISTENTE

C/ EGYÉB JELEK OTROS SIMBOLOS	
	AZ INDIKÁCIÓ SZÁMA NUMERO DE LA MANIFESTACION
	A PERSPEKTÍV SZEKTOR SZÁMA NUMERO DEL SECTOR PERSPECTIVO
	A KÖZEPESEN PERSPEKTÍV SZEKTOR SZÁMA NUMERO DEL SECTOR PERSPECTIVO MEDIO
	PERSPEKTÍV SZEKTOR ÉS SZÁMA A LÉGI- GEOFIZIKAI MUNKÁK ADATAI ALAPJÁN SECTOR PERSPECTIVO PARA LAS BAUXITAS SEGUN LOS DATOS DE LOS TRABAJOS AEROGEOFISICOS Y SU NUMERO

